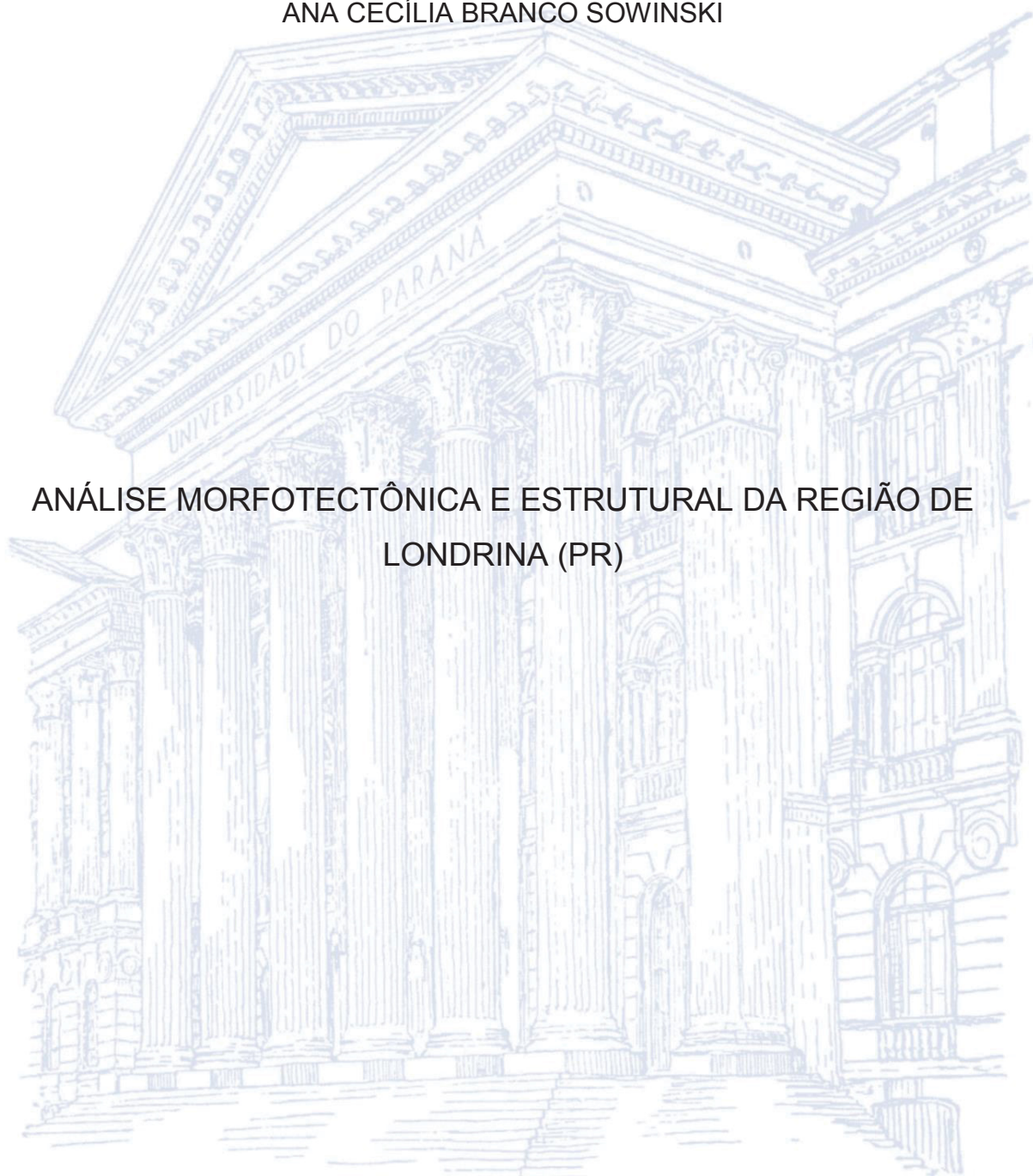


UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ

ANA CECÍLIA BRANCO SOWINSKI

ANÁLISE MORFOTECTÔNICA E ESTRUTURAL DA REGIÃO DE
LONDRINA (PR)



CURITIBA

2019

ANA CECÍLIA BRANCO SOWINSKI

ANÁLISE MORFOTECTÔNICA E ESTRUTURAL DA REGIÃO DE LONDRINA (PR)

Dissertação apresentada como requisito à obtenção do grau de Mestre em Geologia Exploratória e linha de pesquisa em Evolução Crustal, no Programa de Pós-Graduação em Geologia do Departamento de Geologia, Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná (UFPR).

Orientador: Prof. Dr. Eduardo Salamuni

CURITIBA

2019

Catálogo na Fonte: Sistema de Bibliotecas, UFPR
Biblioteca de Ciência e Tecnologia

S731a

Sowinski, Ana Cecília Branco
Análise morfotectônica e estrutural da região de Londrina (PR) [recurso eletrônico] / Ana Cecília Branco Sowinski. – Curitiba, 2019.

Dissertação - Universidade Federal do Paraná, Setor de Ciências da Terra, Programa de Pós-Graduação em Geologia, 2019.

Orientador: Eduardo Salamuni .

1. Geologia estrutural – Londrina (PR). 2. Placas tectônicas. 3. Paisagem – Aspectos ambientais. 4. Morfotectônica. I. Universidade Federal do Paraná. II. Salamuni, Eduardo. III. Título.

CDD: 551.808162

Bibliotecário: Elias Barbosa da Silva CRB-9/1894



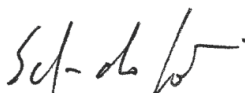
MINISTÉRIO DA EDUCAÇÃO
SETOR SETOR DE CIÊNCIAS DA TERRA
UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ
PRÓ-REITORIA DE PESQUISA E PÓS-GRADUAÇÃO
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO GEOLOGIA -
40001016028P5

TERMO DE APROVAÇÃO

Os membros da Banca Examinadora designada pelo Colegiado do Programa de Pós-Graduação em GEOLOGIA da Universidade Federal do Paraná foram convocados para realizar a arguição da dissertação de Mestrado de **ANA CECÍLIA BRANCO SOWINSKI** intitulada: **ANÁLISE MORFOTECTÔNICA E ESTRUTURAL DA REGIÃO DE LONDRINA (PR)**, após terem inquirido a aluna e realizado a avaliação do trabalho, são de parecer pela sua APROVAÇÃO no rito de defesa.

A outorga do título de mestre está sujeita à homologação pelo colegiado, ao atendimento de todas as indicações e correções solicitadas pela banca e ao pleno atendimento das demandas regimentais do Programa de Pós-Graduação.

CURITIBA, 29 de Março de 2019.



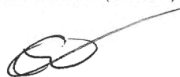
EDUARDO SALAMUNI

Presidente da Banca Examinadora (UFPR)



MARCILENE DOS SANTOS

Avaliador Externo (UNESP)



EDENILSON ROBERTO DO NASCIMENTO

Avaliador Externo (null)

DEDICATÓRIA

À minha amada e eterna Vó Iara,
Sempre em busca de conhecimento
Uma cabeça brilhante, um coração gigante
Sempre me incentivou
E comemorou minhas conquistas.

Te amo, Vó
Sempre em meu coração.

AGRADECIMENTOS

Agradeço à Universidade Federal do Paraná, instituição majestosa e centenária, que me acolheu e desde 2011 têm sido minha segunda casa, proporcionando conhecimento, oportunidades e vivências inigualáveis.

Agradeço à agência Capes, pelo incentivo e bolsa de estudos nestes últimos meses.

Agradeço imensamente ao professor e doutor Eduardo Salamuni, que além de orientar o trabalho e partilhar de seu vasto conhecimento acadêmico e de campo, foi figura marcante nesta etapa da minha vida, responsável por grande parte do meu amadurecimento acadêmico, e também pessoal.

Agradeço aos colegas e mestres do grupo Tectônica Cenozoica do Sul do Brasil, William, Taily, Jéssica e Emerson, pela paciência, orientação, troca de experiências, além de auxílios importantes nas etapas de processamento de dados e de campo.

Agradeço a todos as amigas e amigos da Geologia UFPR, pessoas muito queridas que levarei no coração.

Por fim, e não menos importante, sou muito grata a Deus pelo seu Amor, pela saúde e pelas infinitas oportunidades concedidas. Grata aos meus queridos e amados pais, Ana Paula e Eros, pela vida, pelos ensinamentos e pelo apoio incondicional. Grata às minhas irmãs, aos meus avós, tios e primos, por ser a base familiar que me dá forças e alegrias. E grata ao meu amado companheiro Felipe, parceiro incondicional e sempre presente.

EPÍGRAFE

**“Se você acha que não vai conseguir
fazer alguma coisa,
é porque sua mente está escravizada.
Liberte-se.”**

Paramahansa Yogananda

RESUMO

Após uma série de sismos de baixa magnitude atingir a região urbana de Londrina, norte do estado do Paraná, entre 2015 e 2018, surgiram os primeiros sinais de um possível controle tectônico na estruturação da paisagem e nos processos morfogenéticos locais. A região de Londrina está localizada na Supersequência Gondwana III, ou Jurássica-Eocretácea, dentro da Bacia Intracratônica do Paraná. Esta unidade corresponde aos basaltos da Província Ígnea do Paraná (PIP), datados do Eocretáceo (± 134 Ma). A área localiza-se a poucos quilômetros de importantes estruturas da Bacia do Paraná, como as falhas de Guaxupé e São Jerônimo-Curiúva e o lineamento São Sebastião, que teriam registrado uma série de ativações e reativações ao longo da evolução da Bacia, como zonas de dispersão das tensões intraplaca. Foram selecionadas seis bacias hidrográficas na região de Londrina para a análise de índices geomórficos, destinada à identificação e quantificação da influência dos processos tectônicos no arcabouço geomorfológico. Tal análise foi complementada por investigações da tectônica rúptil em campo. Os resultados possibilitaram identificar no relevo uma configuração em blocos escalonados, limitados por falhas transcorrentes a transtensivas, de direção NW-SE a WNW-ESE, que possibilitaram a rotação, o rearranjo e o basculamento dos blocos. O bloco composto pelas bacias hidrográficas Três Bocas, Cafezal, Cambé e Limoeiro apresentou assimetria para sul, indicando basculamento do bloco no sentido oposto do padrão regional. A rede de drenagem mostrou-se controlada por estruturas tectônicas, com um paralelismo bem marcado ao longo da direção E-W, seguida dos *trends* NW-SE e NE-SW. Foram observadas anomalias de drenagem e bacias hidrográficas assimétricas. Análises dos perfis longitudinais dos rios e do mapa de distribuição dos *knickpoints* indicaram rupturas principais associadas à zona escarpada de direção N50-60E. Com base nos dados de campo foram propostos três pulsos de deformação para a área de estudo, definidos pelos eixos de compressão (σ_1): (a) N30E, ativo entre o Neocretáceo e o Paleógeno; (b) N20W, ativo no Plio-Pleistoceno; e (c) N75E, ativo desde o Pleistoceno. Os sismos localizaram-se preferencialmente nas bacias do Cambé e Cafezal, com epicentros próximos aos cruzamentos entre a zona escarpada e os lineamentos NW, porém sua correlação ainda não pode ser diretamente estabelecida com o último pulso.

Palavras-chave: *Morfotectônica; Tectônica Cenozoica; Evolução da Paisagem.*

ABSTRACT

After a series of low magnitude earthquakes reached the urban area of Londrina, northern of Paraná State, between 2015 and 2018, the first signs of a possible tectonic control on the landscape evolution and the local morphogenetic processes appeared. Londrina's region is located in the Gondwana III, or Jurassic-Eocretacea Supersequence, within the Intracratonic Paraná Basin. This unit corresponds to the basalts of the Paraná Igneous Province (PIP), dating from the Eocretáceo (± 134 Ma). The area is located within a few kilometers of important structures in the Paraná Basin, such as the Guaxupé and São Jerônimo-Curiúva faults and the São Sebastião lineament, which would have registered a series of activations and reactivations along the evolution of the Basin, as dispersion areas of intraplate stresses. Six watersheds were selected in the Londrina region for the analysis of geomorphic indexes, in order to identify and quantify the influence of the tectonic processes in the geomorphological framework. The geomorphic analysis was complemented by investigation of brittle tectonics features in the field. The results display a relief with stepped blocks geometry, limited by transcurrent to transtensive faults towards E-W to WNW-ESE, which allowed rotation, rearrangement and tilting of the blocks. The block composed by Três Bocas, Cafezal, Cambé and Limoeiro watersheds presented asymmetry towards south, indicating that the block was tipped in the opposite direction of the regional pattern. Drainage network was controlled by tectonic structures, with a well-marked parallel along the E-W direction, followed by NW-SE and NE-SW trends. Drainage anomalies and asymmetric river basins were observed. Analysis of longitudinal profiles and the knickpoints map of knickpoints indicated major ruptures associated to the N50-60E escarpment. Three deformation pulses were proposed for the study area, defined by the compression axes (σ_1): (a) N30E, active between Lower Cretaceous and Paleogene; (b) N20W, active in Plio-Pleistocene; and (c) N75E, active since Pleistocene. The earthquakes were mainly located in the Cambé and Cafezal watersheds, with epicenters near the intersections between the escarpment zone and the NW lineaments, but their correlation cannot be directly established with the last pulse yet.

Keywords: *Morphotectonics; Cenozoic Tectonism; Landscape evolution.*

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Mapa de localização da área de estudo, com pontos de campo numerados.....	21
Figura 2 - Tipos morfológicos de knickpoints, como verificados em situação de perfil longitudinal (distância x elevação) e no gráfico de regressão linear (log area x log slope). Fonte: Kirby e Whipple (2012).	23
Figura 3 - Mapa geológico-estrutural da Bacia do Paraná, com as unidades geológicas e lineamentos traçados por Zalán et al. (1990), representando as principais direções estruturais da Bacia.	29
Figura 4 - Exemplos de afloramentos basálticos na área de estudo: (a) pedreiras (ponto 5) , (b) cachoeiras (ponto 9), (c) cortes de estrada (ponto 2).	30
Figura 5 - Disjunções colunares prismáticas hexagonais, vistas em planta, ilustrando a presença de estruturas primárias nos basaltos (ponto 4).	31
Figura 6 - Enquadramento da área de estudo com relação às unidades geológicas da Bacia do Paraná e aos principais alinhamentos estruturais, de acordo com Zalán et al. (1990).	32
Figura 7 - Sub-unidade morfoescultural do Planalto de Londrina, com vertentes convexas e vales fluviais encaixados (a), em um relevo geral aplainado e ondulado (b).	34
Figura 8 - Esquema do método desenvolvido por Cox (1994), para a obtenção do fator de simetria de topografia transversa (T).	40
Figura 9 - Mapa de localização da área de estudo, com pontos de campo numerados.....	46
Figura 10 - Enquadramento da área de estudo com relação às unidades geológicas da Bacia do Paraná e aos principais alinhamentos estruturais, de acordo com Zalán et al. (1990).	49
Figura 11 - (a) Modelo digital de elevação SRTM; (b) Imagem em modo Slope, em porcentagem; (c) Imagem modo Hillshade, realçando estruturas positivas do relevo (combinação das iluminações N135°, N180°, N225° e N270°); (d) Imagem em modo Hillshade, realçando estruturas negativas (combinação das iluminações N315°, N0°, N45° e N90°).	53
Figura 12 - Mapa de declividade: tons em verde representando áreas com menores declives (em %) e, em vermelhos, maiores declives.	53

Figura 13 - Rede de drenagem da área de estudo, com as bacias de drenagem delimitadas.	55
Figura 14 - Lineamentos de drenagem, conforme direção azimutal, evidenciando paralelismos e controles por estruturas geológicas.	55
Figura 15 - Mapa de levantamento dos trechos com anomalias de drenagem.	56
Figura 16 - Lineamentos de relevo traçados sobre o MDE com realce das estruturas geológicas positivas e negativas, e diagrama de rosetas dos lineamentos (por frequência).	57
Figura 17 - Bacias Jacutinga, Limoeiro e Apertados analisadas quanto ao fator de assimetria de bacia de drenagem (AF, Hare Gardner, 1985), sendo as áreas em cinza as áreas direitas utilizadas no cálculo. Também se apresentam os resultados do fator de simetria de topografia transversa (T, Cox, 1994), definidos em cinco seções por bacia; em preto, as distâncias entre o centro da bacia e o divisor de águas (Dd), e em vermelho, as distâncias entre o centro da bacia e o canal (Da). Os valores em vermelho indicam valores elevados de T e regiões mais basculadas da bacia.	59
Figura 18 - Bacia Três Bocas e sub-bacias Cambé e Cafezal analisadas quanto ao fator de assimetria de bacia de drenagem (AF, Hare Gardner, 1985), sendo as áreas em cinza as áreas direitas utilizadas no cálculo. Também se apresentam os resultados do fator de simetria de topografia transversa (T, Cox, 1994), definidos em cinco seções por bacia; em preto, as distâncias entre o centro da bacia e o divisor de águas (Dd), e em vermelho, as distâncias entre o centro da bacia e o canal (Da). Os valores em vermelho indicam valores elevados de T e regiões mais basculadas da bacia.	60
Figura 19 - Curvas hipsométricas das bacias analisadas, mostrando a relação entre altitude (m) e porcentagem de área ocupada. São apresentados também os valores do cálculo da integral hipsométrica (Hi). As flechas indicam convexidades na curva hipsométrica que podem estar associados a processos de incisão fluvial recente.	61
Figura 20 - Mapa de distribuição dos knickpoints. Trechos em vermelho indicam áreas com as maiores quedas altimétricas e rupturas de declive, enquanto que tonalidades em verde indicam áreas onde os canais apresentam-se com perfis côncavos e com quedas altimétricas suaves.	62

Figura 21 - Distribuição dos knickpoints, perfil longitudinal e gráfico de regressão linear do rio Jacutinga.	63
Figura 22 - Distribuição dos knickpoints, perfil longitudinal e gráfico de regressão linear do rio Limoeiro.	64
Figura 23 - Distribuição dos knickpoints, perfil longitudinal e gráfico de regressão linear do rio Três Bocas e seus afluentes, rio Cafezal (em verde, no perfil) e Cambé (em amarelo, no perfil).....	65
Figura 24 - Distribuição dos knickpoints, perfil longitudinal e gráfico de regressão linear do rio Apertados.	65
Figura 25 - Estereogramas ilustrando a distribuição azimutal dos duzentos e três planos de falhas medidos durante a etapa de campo. São ilustrados também o mergulhos dos planos e dos indicadores cinemáticos, registrando a quase totalidade de falhas transcorrentes na área de estudo.....	66
Figura 26 - (a) Falhas conjugadas, formam expressivo plano de falha, anastomosado e com riqueza em indicadores cinemáticos: (Y) N10E e (R) N35E, dextral (ponto 15); (b) Falhas pervasivas e sistemáticas, de direção N75E, dextrais (ponto 15); (c) Falha normal de direção N30W e falha transcorrente sinistral de direção N55W (ponto 7); (d) Detalhe em plano de falha transcorrente retilíneo, com cataclase associada e feição de deformação em “lascas” (ponto 5).....	67
Figura 27 - Indicadores cinemáticos: (a) Parâmetro R, onde as fraturas R, sintéticas, configuram baixa angularidade com a falha principal (Y), e formam os chamados steps incongruentes, ou falsos steps; (b) e (e) estrutura em colher, indicadores cinemático produzido pelo arranque de material no plano de falha durante a movimentação; (c) e (d) Combinação de estrias e steps minerais, produzidos pela cristalização e crescimento mineral durante movimentação em plano de falha. As flechas da escala indicam o sentido do movimento do bloco ausente.....	68
Figura 28 – Direções de paleotensão determinadas pelo método dos Diedros Retos em cinco pontos de campo na área de estudo.	70
Figura 29 - Captura de drenagem na bacia do rio Jacutinga (traçado vermelho): rio Lindoia é capturado por uma falha de direção N-S.	73

Figura 30 - Mapa esquemático representativo dos basculamentos das bacias de drenagem: as tonalidades vermelhas indicam basculamento para norte, e as em verde, para sul, levando em consideração os valores de AF; as flechas indicam as seções em cada bacia associadas a assimetrias mais acentuadas ($T > 0,50$).	75
Figura 31 - Esquema representativo dos blocos basculados para sul (vermelho) e norte (verde), a partir de movimento transtensivo na borda dos blocos; as flechas em azul representam a migração dos canais, em direção à porção abatida do bloco, caracterizando a caracterizando a assimetria de drenagem. Os mergulhos das falhas transcorrentes, bem como a cinemática envolvida, não puderam ser verificados e são meramente ilustrativos. 76	76
Figura 32 - Quadro de pulsos tectônicos propostos para a região de Londrina, a partir do Cretáceo.	80
Figura 33 - Modelo morfotectônico proposto para a área de estudo, com a localização dos sismos registrados, o traçado de lineamentos de relevo, e as indicações de basculamento dos blocos. Para cada ponto de campo, há a representação dos eixos de paleotensão (as flechas azuis equivalendo ao eixo de compressão máxima (σ_1)) e um esquema representativo do arranjo das principais famílias de falhas verificadas no ponto, com a cinemática do movimento.	80

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Sismos que atingiram a região de Londrina-PR entre os anos de 2015 e 2018. As informações acerca da localização e magnitude foram adquiridas a partir de dados divulgados pelo Centro de Sismologia da USP.	18
Tabela 2 - Sistematização das famílias de falhas em subsets, de acordo com o azimuth e informações cinemáticas.	43
Tabela 3 - Sistematização das falhas das quais se obtiveram informações cinemáticas em seus planos, relacionando as famílias de acordo com o azimuth e as informações acerca da natureza e cinemática das estruturas.	69

SUMÁRIO

CAPÍTULO 1: Introdução	17
1.1. Localização	19
1.2. Objetivos	19
1.2.1. Objetivos específicos	19
1.3. Justificativas	20
CAPÍTULO 2: Fundamentação Teórica.....	22
2.1. Morfoestruturas, morfotectônica e geomorfologia tectônica	22
2.2. Definição de Neotectônica.....	24
2.3. Regime de tensões e sismicidade intraplaca	24
2.4. Conceitos de geologia estrutural	25
2.4.1. Falhas	25
2.4.2. Indicadores cinemáticos	26
CAPÍTULO 3: Geologia Regional.....	27
3.1. Aspectos estruturais e tectônicos	31
3.2. Aspectos geomorfológicos	33
CAPÍTULO 4: Materiais e Métodos	35
4.1. Materiais.....	35
4.2. Métodos.....	36
4.2.1. Levantamento bibliográfico	36
4.2.2. Geoprocessamento.....	37
4.2.3. Análise de índices geomórficos	39
4.2.4. Levantamento de campo	42
4.2.5. Tratamento dos dados estruturais	42
CAPÍTULO 5: Artigo	44

5.1. Resumo.....	44
5.2. Introdução	45
5.3. Arcabouço geológico-geomorfológico	47
5.4. Métodos	50
5.5.1. <i>Análise do relevo</i>	51
5.5.2. <i>Análise da rede de drenagem</i>	52
5.5.3. <i>Lineamentos de relevo</i>	54
5.5.4. <i>Análise morfométrica</i>	56
5.6. Resultados complementares – análise estrutural de campo.....	66
CAPÍTULO 6: Discussão	71
CAPÍTULO 7: Conclusão	81
CAPÍTULO 8: Referências	83

CAPÍTULO 1: Introdução

Entre os anos de 2015 e 2018, ocorreu uma série de sismos na região urbana do município de Londrina, no norte do estado do Paraná. Os sismos (tabela 1), embora de baixa intensidade e com magnitudes compreendidas entre 0,8 e 2,1 graus na escala Richter (M_L), chamaram a atenção da população e da comunidade científica. Uma parceria firmada entre pesquisadores da UEL – Universidade Estadual de Londrina, e do Centro de Sismologia da USP – Universidade de São Paulo, permitiu a instalação de uma rede temporária de sismógrafos nos arredores da cidade e o monitoramento sísmico da região desde o início de dois mil e dezesseis.

Dentro desse contexto, o grupo de pesquisa Tectônica Cenozoica do Sul do Brasil, instalado no Departamento de Geologia da UFPR – Universidade Federal do Paraná, iniciou os trabalhos de investigação nos arredores de Londrina. A ocorrência dos sismos serviu como uma primeira evidência de que a paisagem da área estivesse, ou pelo menos esteve recentemente, sendo controlada por esforços tectônicos. O embasamento rochoso de Londrina, correspondente a basaltos eocretáceos da Província Ígnea do Paraná (PIP), serviria como um marcador temporal balizador para a idade máxima da deformação tectônica ocorrida após o Cretáceo e durante o Cenozoico na região norte do estado.

Estudos acerca da evolução morfotectônica pós-mesozoica têm sido realizados nas regiões sul e sudeste do Brasil, com avanços consideráveis na delineação do quadro de evolução dos pulsos deformacionais e morfoestruturas associadas (Hasui, 1990; Riccomini, 1989, 1995; Salvador e Riccomini, 1995; Salamuni, 1998; Salamuni *et al.*, 2004; Strugale *et al.*, 2007; Chavez-Kuz e Salamuni, 2008; Nascimento *et al.*, 2013, Jacques *et al.*, 2014; Peyerl *et al.*, 2018). Especialmente na região sul ocorrem dificuldades para o reconhecimento de feições recentes indicadoras de atuação tectônica, tendo em vista as extensas superfícies erosivas.

O trabalho contou com uma fase inicial de reconhecimento do arcabouço geológico e estrutural da área, a partir de levantamentos bibliográfico, de campo e da análise de sensores remotos. Foram realizados trabalhos de levantamento e caracterização das falhas em campo, além de análise cinemática das mesmas e a geração de diagramas de paleotensão. Verificou-se que importantes zonas de falha da Bacia do Paraná, como a Guaxupé, a São Jerônimo-Curiúva e a São Sebastião estão localizadas a poucos quilômetros da região estudada. Segundo Zalán *et al.* (1990), estas descontinuidades funcionariam como dissipadoras das tensões intraplaca, ao longo da evolução da Bacia.

Tabela 1 - Sismos que atingiram a região de Londrina-PR entre os anos de 2015 e 2018. As informações acerca da localização e magnitude foram adquiridas a partir de dados divulgados pelo Centro de Sismologia da USP.

SISMOS REGISTRADOS				
CÓDIGO	DATA	MAGNITUDE*	LATITUDE	LONGITUDE
1	14/12/2015	1.8	-23,35	-51,15
2	01/01/2016	1.9	-23,38	-51,15
3	01/01/2016	1.9	-23,33	-51,12
4	10/01/2016	1.3	-23,33	-51,14
5	11/01/2016	1.6	-23,33	-51,14
6	11/01/2016	1.3	-23,33	-51,14
7	11/01/2016	1.7	-23,32	-51,14
8	11/01/2016	1.1	-23,32	-51,14
9	11/01/2016	1.5	-23,32	-51,14
10	12/01/2016	1.6	-23,33	-51,13
11	01/08/2018	0.8	-23,29	-51,2
12	24/10/2018	2.1	-23,31	-51,03

*escala de magnitude local, ou Richter - M_L

Reconhecendo a importância da análise geomórfica para os estudos de morfotectônica, e após o levantamento estrutural, foram aplicadas técnicas de análise dos indicadores geomórficos da drenagem e do relevo. As análises revelaram uma série de anomalias geomórficas na área, indicativas de paisagens modeladas e/ou controladas por esforços tectônicos. A partir da conceituação e base teórica de autores como Ouchi (1985), Schumm *et al.* (2000), Keller e Pinter (1996, 2002), Bull (2007), Burbank e Anderson (2011) e Kirby e Whipple (2012), objetivou-se identificar e avaliar os marcadores geomórficos da paisagem de Londrina, integrando os resultados em uma comparação aos dados rúpteis de campo e à análise do quadro de paleotensões atuantes.

Desta forma, o trabalho buscou determinar as características do regime tectônico atuante na área, a partir do Cretáceo, responsável pelas deformações rúpteis e pelo comportamento do sistema drenagem-relevo.

A presente Dissertação apresenta em sua seção de resultados um texto na forma de artigo científico, reunindo os resultados da análise geomórfica e sua relação com a evolução tectônica da paisagem em Londrina. Na seção de resultados complementares, são apresentados os dados da análise estrutural de campo, juntamente com a determinação dos

paleotensores na área de estudo, com posterior comparação às paleotensões identificadas em regiões do sul e sudeste do Brasil. O escopo do trabalho foi o de levantar dados e realizar interpretações que auxiliem na discussão acerca da geomorfologia tectônica da região de Londrina, bem como a respeito do quadro de evolução dos esforços tectônicos na região sul do país.

1.1. Localização

A área de estudo (figura 1) localiza-se no norte do estado do Paraná, englobando porções dos municípios de Londrina, Cambé, Ibiporã, Arapongas e Rolândia. A partir da capital Curitiba, em sentido noroeste pela BR-376, percorre-se cerca de 312 Km até a cidade de Mauá da Serra, onde desvia-se para a rodovia PR-445, e em sentido norte percorre-se mais 84 quilômetros até Londrina.

Os limites da área de estudo foram definidos em função da localização dos epicentros dos sismos e também pelas bacias hidrográficas localizadas na área urbana de Londrina, que foram selecionadas para a análise morfométrica: bacia Apertados, bacia Três Bocas, bacia Cafezal, bacia Cambé, bacia Limoeiro e bacia Jacutinga.

1.2. Objetivos

O objetivo principal do trabalho consiste na determinação do regime tectônico pós-cretáceo na área de estudo, regime este que teria sido o responsável pela estruturação da paisagem local.

1.2.1. Objetivos específicos

- Análise dos principais índices geomórficos;
- Caracterização morfoestrutural da área de estudo, a partir de dados estruturais rúpteis de campo e da análise de sensores remotos;
- Determinação das direções de paleotensões e comparação com direções já verificadas no sul e sudeste brasileiro;
- Determinação dos eventos de deformação rúpteis pós-cretáceos;

1.3. Justificativas

Nos últimos anos, diversos estudos foram realizados na região sul e sudeste do país englobando as temáticas da análise estrutural/morfoestrutural e da neotectônica (Riccomini, 1989, 1995; Salamuni, 1998; Salamuni *et al.*, 2004; Strugale *et al.*, 2007; Chavez-Kuz e Salamuni, 2008; Nascimento *et al.*, 2013). Estes estudos ajudaram a delinear um quadro evolutivo dos eventos deformacionais ocorridos desde o final do Cretáceo até o Cenozoico, e revelaram uma variedade de morfoestruturas que teriam sido geradas com as ativações e reativações tectônicas ocorridas, delineando a paisagem destas porções do território brasileiro.

Contudo, faltavam estudos que contemplassem a região norte do estado do Paraná. O presente trabalho busca sanar esta lacuna de conhecimento e contribuir para o entendimento da evolução tectônica da região e sua relação com a evolução do relevo e da rede de drenagem atual. Os resultados do trabalho poderão ser comparados àqueles dos estudos já realizados, e assim integrar as discussões acerca da geomorfologia tectônica sul-brasileira.

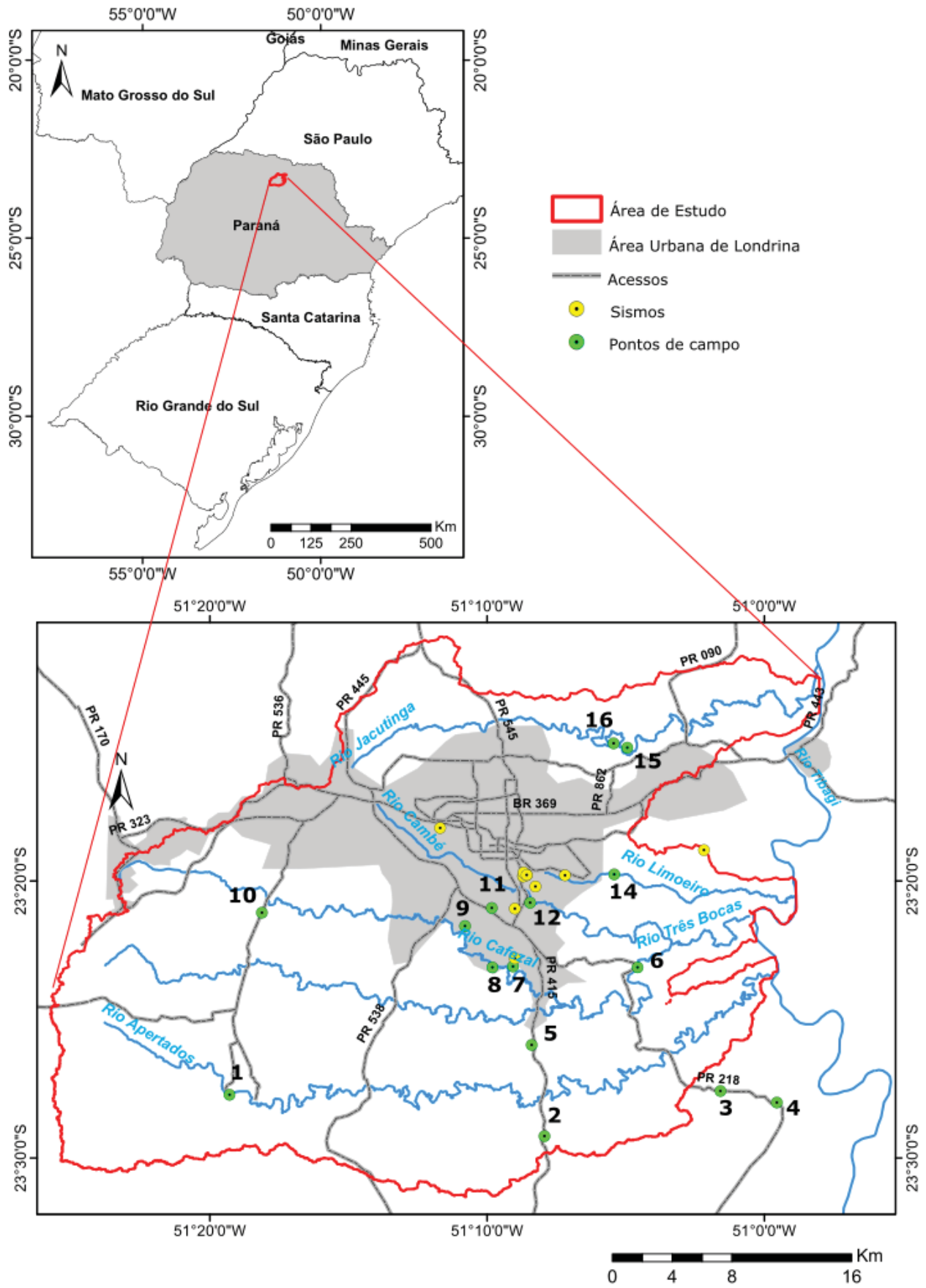


Figura 1 - Mapa de localização da área de estudo, com pontos de campo numerados.

CAPÍTULO 2: Fundamentação Teórica

2.1. Morfoestruturas, morfotectônica e geomorfologia tectônica

De acordo com a definição de Saadi (1993) as morfoestruturas são elementos que representam a influência no arcabouço litoestrutural na morfologia de determinada área. Para Gerasimov e Mescherikov (1968), as morfoestruturas corresponderiam a feições morfológicas diretamente ligadas a estruturas geológicas, associadas a processos de dinâmica endógena, em escala regional, e escala exógena, em escala local.

Morfotectônica é o termo pertinente às ligações entre a geomorfologia e a tectônica, sendo considerada, em geral, um sinônimo de “geomorfologia tectônica”. Este é um campo complexo do conhecimento geológico, em função de demandar estudos interdisciplinares envolvendo estrutural, sismologia, geodésia, mudanças climáticas, geocronologia, geomorfologia, entre outros. Burbank e Anderson (2011) definem a geomorfologia tectônica como a análise integrada da geomorfologia de uma região, correlacionando-a ao maior ou menor controle tectônico na evolução local. Para isto são identificados e levantados marcadores geomórficos (*geomorphic markers*), elementos que conduzem ao estudo morfotectônico, como exemplo, os perfis longitudinais de rios, as bacias hidrográficas e as superfícies erosionais.

Bull (2007), ao avaliar paisagens características de áreas tectonizadas, descreve as condições gerais de um relevo afetado por processos morfotectônicos, que se sobrepõem aos processos de esculturação climática. Reconhece-se que, nestas áreas, a ocorrência de perturbações tectônicas geradas por falhas, por exemplo, é capaz de alterar regimes hídricos e formas de relevo.

Para Keller e Pinter (2002), os marcadores geomórficos podem ser utilizados para cálculos morfométricos do terreno e caminhos para o entendimento da influência da tectônica em uma paisagem. Há a ideia de que a geomorfologia tectônica seria explicada por um modelo de processo-resposta (*process-response*), no qual uma mudança nas condicionantes tectônicas de uma região produziria como resposta uma mudança na paisagem.

Já Kirby e Whipple (2012) reforçam a importância de um estudo dirigido à topografia de uma paisagem como base para compreender as taxas de deformação tectônica da mesma. Os autores citam, porém, a dificuldade embutida na tarefa de diferenciar marcadores no relevo gerados por tectônica daqueles marcadores gerados pelo clima. A erosão subsequente à paisagem tectonicamente estruturada pode acabar por apagar os

sinais geomórficos utilizados na análise morfotectônica (Summerfield, 1991). Um recurso para contornar esta dificuldade seria o estudo por perfis longitudinais dos rios, e mapas de *knickpoints*, (rupturas de declive) que fornecem informações a respeito da origem de uma descontinuidade no canal – se tectônica ou climática, através de seus respectivos gráficos de regressão linear (Kirby e Whipple, 2012) (figura 2).

Summerfield (1991) define que a morfologia dos rios seria o resultado de uma herança da atuação de processos tectônicos e erosionais/climáticos, e que o padrão dendrítico de drenagem seria a base de comparação como área idealizadamente livre de deformação. O estudo detalhado da drenagem pode indicar deformações por tectônica, ao se analisar mudanças na altimetria e sinuosidade dos canais, além dos rios desviados e capturados (*offset streams*). Ouchi (1985) descreve alterações típicas na morfologia de um canal afetado por forças de soerguimento e subsidência. Outros autores apontam os estudos qualitativos e quantitativos da rede de drenagem, utilizando informações dos perfis longitudinais dos rios e cálculos envolvendo os atributos das bacias hidrográficas, como ferramentas para a identificação de processos tectônicos ativos em uma determinada região (McKeown *et al.* 1988; Keller e Pinter, 2002; Harbor *et al.*, 2005).

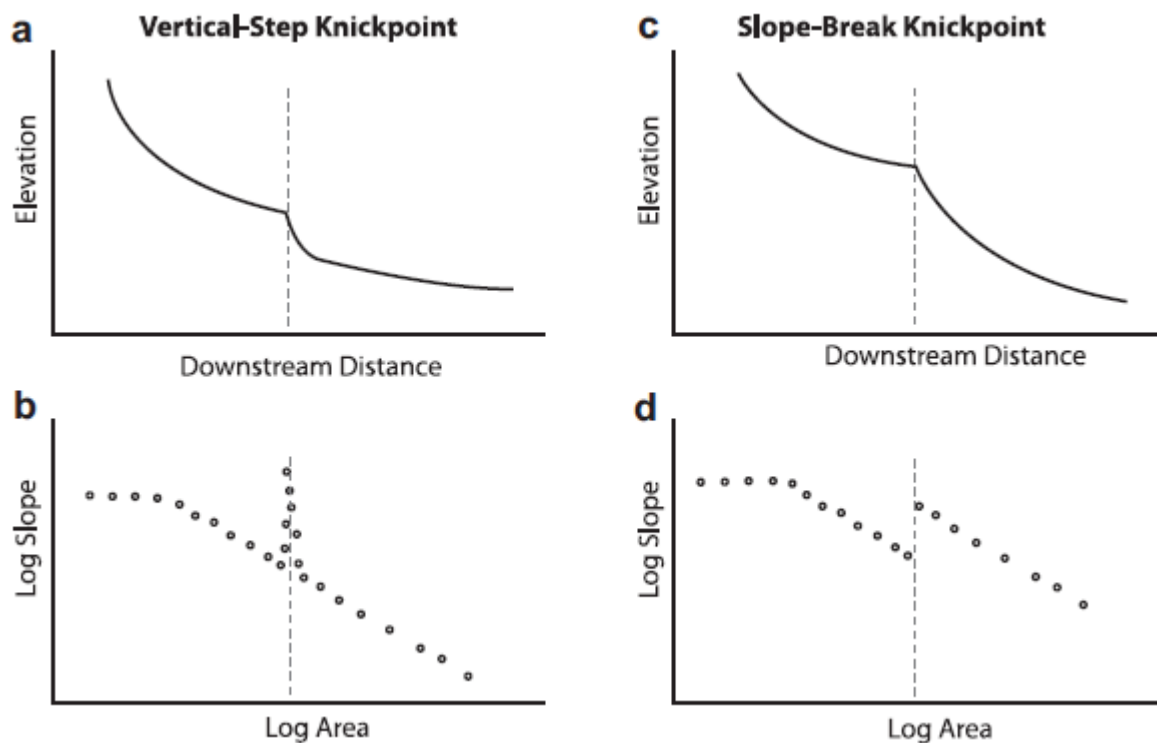


Figura 2 - Tipos morfológicos de *knickpoints*, como verificados em situação de perfil longitudinal (distância x elevação) e no gráfico de regressão linear (log area x log slope). Fonte: Kirby e Whipple (2012).

2.2. Definição de Neotectônica

A discussão acerca dos movimentos tectônicos recentes evoluiu ao longo do século XX com base em diversas linhas de pesquisa. Wegman (1957), por exemplo, desenvolveu o conceito de “Tectônica Viva”, para explicar as últimas atuações tectônicas registradas na crosta. Já o termo neotectônica começou a ser utilizado por autores da antiga União Soviética, para se referir a movimentos tectônicos processados na crosta a partir do Neógeno e durante o Quaternário (Gerbova e Tichomirov, 1982). Estes movimentos estariam diretamente relacionados com a formação da topografia atual, e segundo Nikolaev (1974), a neotectônica seria responsável pela reativação de estruturas e/ou nucleação de novas falhas que sobreponham às antigas.

Em 1978, a Comissão de Neotectônica da Associação Internacional de Estudos do Quaternário (INQUA) definiu neotectônica como movimentos na crosta que estejam relacionados a modificações nos níveis geodésicos de referência, sem definir um limite temporal do que poderia ser considerado “neotectônica” (Mörner, 1978). Jain (1990) acrescenta a necessidade de se analisar distâncias às bordas das placas para a definição de escalas temporais e definição do que, de fato, seria resposta neotectônica, ou não.

No Brasil, a definição do período neotectônico estaria diretamente ligada à deriva continental, à última reorganização tectônica da Plataforma Sulamericana e à sua rotação para oeste, após a abertura do Atlântico no final do Cretáceo (Hasui, 1990). As ativações tectônicas e deformações associadas, verificadas a partir de modificações nas paisagens e processadas pelo menos desde o Mioceno, estariam ligadas a processos neotectônicos, ou a manifestações de uma tectônica ressurgente (Hasui, 1990).

2.3. Regime de tensões e sismicidade intraplaca

As regiões do interior das placas tectônicas estão sujeitas a um complexo arranjo de tensões crustais regionais e locais. Estas áreas registram um campo de tensões resultante da soma de processos regionais que ocorrem nas regiões limítrofes entre placas, de forças do tipo *ridge-push*, de movimentações basais entre astenosfera e litosfera, e também de processos locais (Assumpção *et al.*, 2016). As forças locais podem inclusive exercer importância similar às forças de caráter regional envolvendo as placas tectônicas na determinação do quadro de tensões para uma dada região intraplaca (Assumpção *et al.*, 2016).

Na Bacia do Paraná, bem como na região sudeste do Brasil, foi observada uma compressão (σ_1) ENE-WSW, após trabalhos de modelagens numéricas aplicados a tensões litosféricas (Assumpção *et al.*, 2016). Esta direção de tensão aproxima-se da direção compressiva E-W, gerada pela interação lateral entre placas divergentes e convergentes que margeiam a plataforma brasileira (Naliboff *et al.*, 2009). A direção compressiva E-W também foi verificada por Salvador e Riccomini (1995) como motivadora de falhas holocênicas no sudeste brasileiro. Esta seria a direção de tensão regional esperada a influenciar o quadro de stress atual das regiões entre o complexo andino e a costa sudeste brasileira (Assumpção *et al.*, 2016). Porém, condicionantes locais, como tensões flexurais associados a anomalias *free-air* na astenosfera subjacente (Assumpção *et al.*, 2014), e cargas de sedimentos acumulados em bacias próximas, podem influenciar o rearranjo de direções de tensões em uma determinada localidade e devem ser igualmente contabilizados (Assumpção *et al.*, 2016).

O trabalho com mecanismos focais de Assumpção *et al.* (2016) mostra que nas regiões intraplaca do Brasil, os terremotos estão essencialmente ligados a falhas do tipo *strike-slip*. Eles geralmente são muito mais rasos do que nas regiões de limites de placas, e sua origem estaria preferencialmente ligada a esforços flexurais atuantes na crosta superior (Assumpção *et al.*, 2016). As regiões intraplaca, por sua vez, registrariam taxas menores de deformação crustal e, conseqüentemente, de sismicidade, quando comparadas às regiões de franca interação entre as placas tectônicas (McKeown *et al.*, 1988).

2.4. Conceitos de geologia estrutural

2.4.1. Falhas

Falhas originam-se da concentração de esforços na crosta, o que causa sua deformação e ruptura. São superfícies ou zonas que configuram descontinuidades nas rochas, ao longo das quais é verificado movimento relativo entre um bloco e outro (Fossen, 2012). Elas podem ser classificadas quanto à sua geometria: normal, reverso ou transcorrente. Devido à extrema maioria das falhas verificadas em campo (vide Capítulo 6) corresponderem ao sistema transcorrente, fez-se necessário aprofundar os conhecimentos a respeito do tópico.

O sistema transcorrente, ou *strike-slip*, contempla falhas essencialmente verticais nas quais o movimento relativo entre os blocos rochosos se processa de forma direcional, horizontal. Podem ser movimentos no sentido horário, que equivalem às falhas dextrais, ou no sentido anti-horário, equivalente às sinistrais. Moddy e Hill (1956) definem que dois eixos

de tensão localizados no plano horizontal, sobre um elipsoide de deformação, determinam o deslocamento cisalhante no plano (ou zona) de falha.

Em campo, são definidas por estruturas sub-verticais, retilíneas a curvilíneas, com superfícies lisas a rugosas. Podem ser desenvolvidas zonas cataclasadas ou brechadas, com processamento de esforços cisalhantes, que em condições de baixas temperaturas (estado frágil ou rúptil) causam a fragmentação, rotação e catáclase ao longo do eixo da falha. Estas zonas contemplam rochas classificadas como da série dos cataclasitos para Sibson (1977).

O estudo e a análise dos elementos fisiográficos (Allen, 1965) são uma importante ferramenta para a identificação de falhas transcorrentes e seus movimentos relacionados. As transcorrências exercem controle estrutural das drenagens por falhas (*offset stream courses*) e a movimentação ao longo das mesmas podem ocasionar basculamento de blocos e a consequente formação de bacias hidrográficas assimétricas (Moody e Hill, 1956). Métodos de sensoriamento remoto feitos a partir de imagens de fotografias aéreas – fotointerpretação, e mais recentemente imagens de satélite, são meios de se identificar as transcorrências, visto que as mesmas configuram longos traços lineares no relevo (Moody e Hill, 1956). Estruturas que terminam abruptamente sem uma determinada causa podem também indicar a presença de falhas transcorrentes afetando o relevo.

2.4.2. Indicadores cinemáticos

Falhas do sistema transcorrente costumam apresentar indicadores cinemáticos, representados por estrias e demais estruturas presentes nas superfícies das falhas. Como neste caso as falhas são subverticais, e o movimento associado é sub-horizontal, as estrias, ou *slickensides*, apresentam-se como estruturas sub-horizontais (baixos mergulhos). A partir dos indicadores cinemáticos é possível verificar direção e sentido do movimento das falhas, além de ser possível reconstruir eficientemente o quadro de deformações ocorridas numa determinada área (Angelier, 1994).

Petit (1987) descreve o processo de estriamento a partir do arrasto de elementos na parede da falhas – seriam as estrias de atrito, e a partir da cristalização e crescimento de minerais fibrosos ligadas a irregularidades no plano da falha – as estrias de fibra mineral. Estas últimas frequentemente registram feições de pequenos degraus (*steps*) formados perpendicularmente às lineações (estrias). Doblas (1998) propõe uma subdivisão em 61

tipos de indicadores cinemáticos, com destaque para as marcas em crescente, *steps*, e fraturas conjugadas.

As fraturas conjugadas ao plano de falha principal são utilizadas para a determinação do sentido de movimento das transcorrências (Petit, 1987). As fraturas R, sintéticas, configuram baixa angularidade com a falha principal (Y), e formam os chamados *steps* incongruentes, ou falsos *steps*, utilizados na análise cinemática. Igualmente usados são os critérios “T” – formam fraturas extensionais associadas à falha principal e as marcas em crescente.

Dados de falhas acompanhados de dados cinemáticos das mesmas são utilizados para a reconstrução de tensores, correspondentes aos eixos de tensão que determinaram o movimento das falhas (Angelier, 1994). Angelier e Mechler (1977) definiram o método dos diedros retos, no qual são combinados os dados das falhas e seus indicadores cinemáticos e testadas suas compatibilidades mecânicas. O método exige a correta sistematização dos dados estruturais, dividindo-se os mesmos em classes (*subsets*). A partir do mesmo é possível reconstruir as direções de paleotensão que comandaram a deformação rúptil em determinada área (Angelier, 1994), embora não seja possível definir a cronologia relativa entre as mesmas.

CAPÍTULO 3: Geologia Regional

A área de estudo enquadra-se na Bacia do Paraná (figura 3), nos domínios da Supersequência Gondwana III, ou Jurássica-Eocretácea (Milani *et al.*, 2007). Essa Supersequência corresponde a rochas magmáticas geradas por eventos de vulcanismo fissural intracontinental, que afetaram o interior do Gondwana e culminaram no extravasamento da Província Ígnea do Paraná (PIP) (Gomes *et al.*, 2017), uma das maiores LIP's – *Large Igneous Provinces* do planeta (Zalán *et al.*, 1990) e relacionada ao magmatismo Serra Geral. Esse magmatismo, datado do Eocretáceo, há 134 Ma (Thiede e Vasconcelos, 2010), gerou cerca de 1.700.000 km³ de rochas vulcânicas (Frank *et al.*, 2009). Estas são representadas em sua maioria por basaltos toleíticos (90%), seguidos por andesitos toleíticos (~7%), além de dacitos, riodacitos e riolitos subordinados (~3%) (Bellieni *et al.*, 1986).

A PIP foi dividida em subprovíncias, de acordo com suas características geoquímicas. Licht (2016) propõe a divisão das sequências básicas da Província em 2 subunidades, sendo: sub-província Centro-Norte, e sub-província Sul. Nesta classificação, as rochas de Londrina corresponderiam a basaltos a andesito-basaltos, enriquecidos em Fe₂O₃, MgO e

TiO₂. Bellieni *et al.* (1986) classificam a PIP em 3 porções: Norte, Central e Sul. Para estes autores, as rochas em Londrina corresponderiam a basaltos da porção Norte, com alto teor de TiO₂.

Londrina está localizada numa região da Bacia do Paraná onde a pilha vulcânica da PIP prolonga-se por 868 metros de profundidade (Gomes *et al.*, 2017). Em afloramento, os basaltos apresentam-se sob a forma de extensos derrames superpostos, aflorantes em pedreiras, cortes de estrada e trechos encachoeirados (figura 4). Ocorrem em diferentes tipos texturais e, embora no geral maciços, verificam-se níveis mais vesiculados conforme se aproxima do topo dos derrames. Marcada presença de disjunções colunares são verificadas na área (figura 5); nestas regiões o desenvolvimento das estruturas de deformação dútil é amenizado, em função da dispersão mecânica das tensões nas superfícies dos planos das disjunções.

Os pacotes basálticos apresentam deformação dútil evidenciada por uma intrincada rede de falhas subverticais, além de juntas associadas. As falhas constituem-se estruturas contínuas, extensas por dezenas de metros nos paredões das pedreiras, apresentando-se ora como planos retilíneos, paralelizados, ora como estruturas anastomosadas a curvilíneas. A presença de rochas cataclasadas é frequente, com brechas associadas ao longo dos planos de falha, em extensões que variam de 0,1 a 1 metro de espessura. Os planos apresentaram-se como superfícies lisas a rugosas, havendo variados indicadores cinemáticos.

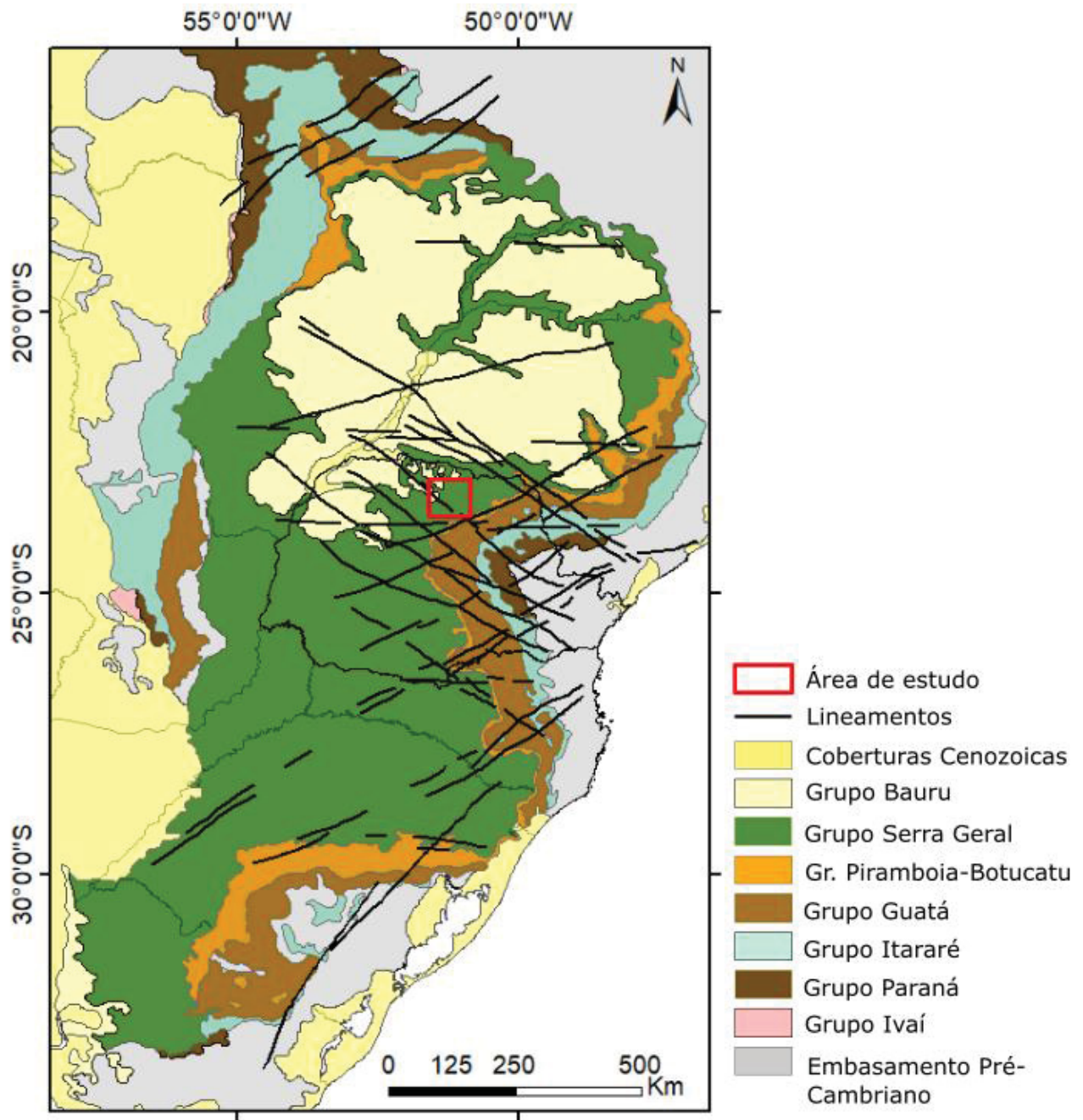


Figura 3 - Mapa geológico-estrutural da Bacia do Paraná, com as unidades geológicas e lineamentos traçados por Zalán *et al.* (1990), representando as principais direções estruturais da Bacia.



Figura 4 - Exemplos de afloramentos basálticos na área de estudo: (a) pedreiras (ponto 5) , (b) cachoeiras (ponto 9), (c) cortes de estrada (ponto 2).



Figura 5 - Disjunções colunares prismáticas hexagonais, vistas em planta, ilustrando a presença de estruturas primárias nos basaltos (ponto 4).

3.1. Aspectos estruturais e tectônicos

As principais direções estruturais da Bacia do Paraná correspondem a grandes alinhamentos de direções NE-SW e NW-SE (Soares *et al.*, 2007), como observado na figura 3. A direção NE-SW é reflexo da forte estruturação do embasamento Brasileiro, representada pelas Falhas Guaxupé e Taxaquara, e a direção NW-SE, resultado da orientação dos grandes arcos relacionados à abertura continental, como as Falha Curitiba-Maringá, São Jerônimo-Curiúva e Guapiara (Zalán *et al.*, 1990). Estas estruturas teriam atuado durante toda a evolução tectonoestratigráfica da Bacia, e funcionado como zonas de acomodação e dissipação de tensões intraplaca (Zalán *et al.*, 1990).

Subordinadamente às direções NE e NW, ocorrem alinhamentos E-W, mais esparsos e menos extensos, apesar de bem reconhecidos no Quaternário (Soares *et al.*, 2007), como o Lineamento de São Sebastião. Estes alinhamentos correspondem à Direção Paranapanema

para Soares (1991). Além disto, direções estruturais N60W (Direção Pitanga) e N65W (Direção Piquiri), N-S (Direção Itapirapui) e N15W (Direção Goioxim) também são representativos na Bacia (Soares *et al.*, 2007).

Ao final do Jurássico e início do Cretáceo, concomitantemente à ruptura do Gondwana para a abertura do oceano Atlântico Sul, ocorre a terceira fase de subsidência na Bacia (Zalán *et al.*, 1990), com o extravasamento de lavas da PIP e a reativação de estruturas antigas (falhas) de direção NW. Uma destas estruturas é o Arco de Ponta Grossa, representado por uma série de alinhamentos paralelos de direção aproximada em N55W (Zalán *et al.*, 1990). O Arco já estaria ativo desde o início deposicional da Bacia do Paraná (Ferreira, 1982), condicionando estruturalmente as unidades sedimentares da Bacia, e com a reativação Juro-Cretácea, ocorreram respostas tectônicas em vários de seus representantes estruturais, como as Falhas Guapiara, São Jerônimo-Curiúva, Rio Alonzo e Rio Piquiri. A área de estudo registra, em seu extremo sudoeste a passagem da Zona de Falha São Jerônimo-Curiúva, e está próxima das Falhas Guaxupé e do Lineamento São Sebastião (figura 6).

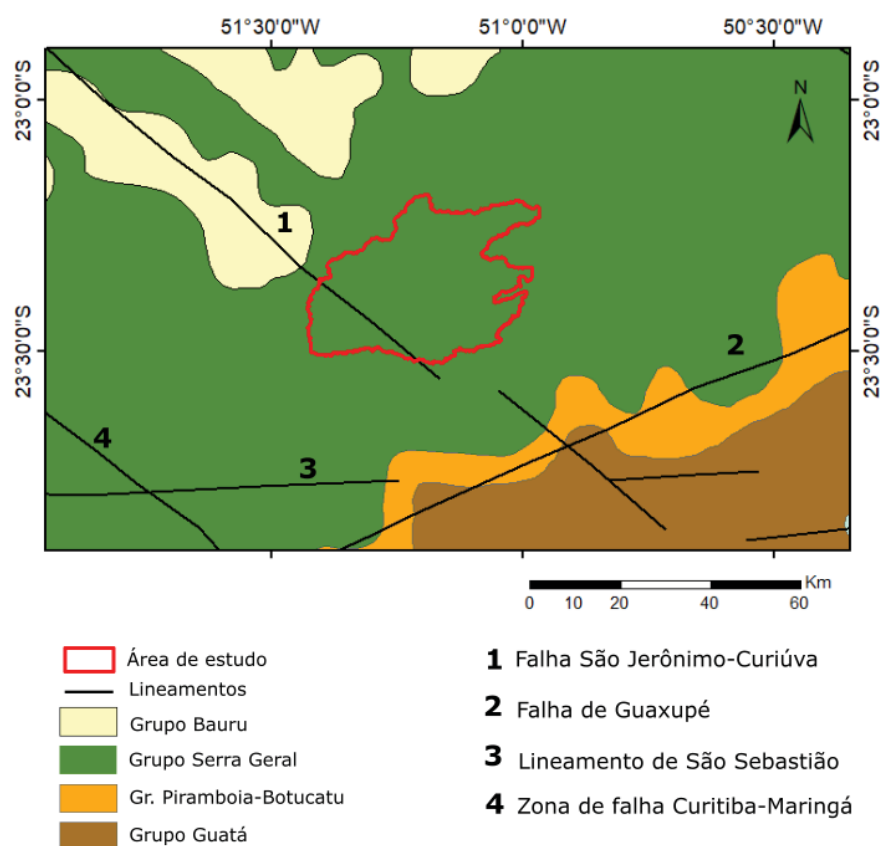


Figura 6 - Enquadramento da área de estudo com relação às unidades geológicas da Bacia do Paraná e aos principais alinhamentos estruturais, de acordo com Zalán *et al.* (1990).

3.2. Aspectos geomorfológicos

A área de estudo localiza-se nos domínios da unidade morfoestrutural da Bacia do Paraná, que apresenta uma compartimentação geomorfológica determinada essencialmente por condicionantes estruturais pretéritos à Bacia e que determinaram sua evolução, embora suas características atuais tenham sido delineadas no Quaternário (Bartorelli, 2004). A evolução pós-cretácea da Bacia, associada ao soerguimento das serras marginais e aos processos de denudação marginal, esculpiu sistemas de *cuestas* e planaltos na paisagem (Bartorelli, 2004).

De acordo com Barcelos (1984), as atividades tectônicas relacionadas à ativação do Arco de Ponta Grossa ao final do Mesozoico foram responsáveis por um abatimento da Plataforma Brasileira para oeste e sudoeste. As direções estruturais com máximo abatimento seriam as WNW, acompanhando o limite setentrional do Arco.

A região de Londrina situa-se na unidade morfoescultural do Terceiro Planalto Paranaense, que corresponde ao Planalto Basáltico do Paraná, de acordo com Bartorelli (2004). Pode-se ainda enquadrar a região no contexto da sub-unidade morfoescultural do Planalto de Londrina: uma paisagem com relevo ondulado, dissecação média e declividades medianas inferiores a 12%. O gradiente altimétrico deste Planalto corresponde a altitudes mínimas de 360 metros e máximas de 1180 metros. As principais formas do relevo constituem-se predominantemente por topos alongados e vertentes convexas, além de vales fluviais encaixados em falhas do embasamento basáltico (Paraná -Mineropar, 2006) (figura 7).

No trabalho será dado enfoque ao estudo dos táxons de 3ª e 4ª ordem, dentro da proposta taxonômica geomorfológica de Ross (1990). Neste caso, são avaliadas e interpretadas unidades morfológicas e seus padrões, e os tipos e formas de relevo.

Quanto à geomorfologia fluvial da área de estudo, verifica-se que a mesma está condicionada à bacia hidrográfica do rio Tibagi, de direção N-S e fluxo para Norte. O rio Tibagi constitui-se como drenagem antecedente aos processos geradores das formas de relevo regionais e o mesmo acompanha de forma concordante o mergulho das unidades da Bacia do Paraná. Nasce no segundo Planalto, no município de Palmeira e tem sua foz no lago da represa Capivara, no Rio Paranapanema.

As drenagens cujas bacias foram selecionadas para este trabalho apresentam-se como afluentes da margem esquerda do Rio Tibagi. Apresentam marcado paralelismo na direção

E-W a WNW-ESSE sob a forma de drenagens retilíneas a subdendríticas, encaixadas em vales em “V” nas rochas basálticas.



Figura 7 - Sub-unidade morfoescultural do Planalto de Londrina, com vertentes convexas e vales fluviais encaixados (a), em um relevo geral aplainado e ondulado (b).

CAPÍTULO 4: Materiais e Métodos

O trabalho contou com uma série de etapas, desde o levantamento de campo e a coleta de dados estruturais, até a integração destes dados em *softwares* específicos. Paralelamente a isto, foram realizados trabalhos sistemáticos em ambiente SIG, com a aplicação de rotinas de geoprocessamento e a determinação dos índices geomórficos do relevo e da drenagem.

4.1. Materiais

A base cartográfica da área de estudo foi compilada a partir dos itens a seguir:

- (a) Folha Geológica de Londrina (SF-22-Y-D), escala 1:250000, disponibilizadas na biblioteca virtual do Instituto de Terras e Cartografia do Paraná (ITCG);
- (b) Dados vetoriais da Geologia Simplificada do Sul do Brasil, disponíveis no banco de dados do Núcleo de Geoprocessamento – NUGEO, da UFPR;
- (c) Mapa topográfico com isolinhas - espaçamento 20 metros, e mapa da rede hidrográfica na escala 1:50:000, disponibilizados pelo banco de dados do Instituto das Águas do Paraná (AGUASPARANA);
- (d) Imagens SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*) com resolução espacial de 30 metros (1 arco-segundo), disponibilizadas *online* pelo domínio <https://earthexplorer.usgs.gov/>;
- (e) Elementos cartográficos disponibilizados pelo SIGLON – Sistema de Informação Geográfica de Londrina, disponibilizadas em banco de dados georreferenciado do município de Londrina, através do domínio <https://siglon.londrina.pr.gov.br/>;

Utilizaram-se os seguintes *softwares*:

- (a) ArcGIS *Desktop*, versão 10.1 (ESRI, 2011), para a integração e trabalhos com os dados vetoriais e matriciais e geração do modelo digital de elevação e dos mapas temáticos;
- (b) MATLAB 2018b (MathWorks, 2018), para a geração dos perfis longitudinais e dos gráficos de regressão linear dos rios;
- (c) *WinTensor*, versão 5.8.4 (Delvaux e Sperner, 2003), para a geração dos diagramas de paleotensão e dos diagramas de roseta;

(d) *Softwares* pacote *Microsoft Office* 2018: *Excel*, para a geração de tabelas e cálculos e *Word*, para edição de textos;

(e) *Inkscape*, para a edição de figuras vetoriais;

Para o levantamento das estruturas rúpteis em campo foi utilizada bússola geológica do tipo Clar, além de materiais comuns para o uso de pesquisa geológicas. O acesso à área de estudo foi realizado utilizando-se do veículo Nissan Frontier 4x4, do Setor de Ciências da Terra da UFPR.

4.2. Métodos

O conjunto de métodos foi aplicado às diversas fases de trabalho, muitas delas interdependentes.

4.2.1. Levantamento bibliográfico

Ao longo do trabalho, as consultas à bibliografia foram uma constante, buscando o embasamento científico adequado ao nível de uma dissertação de mestrado. Na sequência, são apresentados os principais trabalhos balizadores.

O levantamento acerca da estratigrafia e compartimentação tectônica da Bacia da Paraná teve como base os trabalhos de Ferreira (1982), Zalán *et al.* (1990), Strugale (2002), Milani *et al.* (2007) e Soares *et al.* (2007), com especial atenção ao intervalo compreendido desde o Juro-Cretáceo, concomitante ao extravasamento das lavas básicas da Província Ígnea do Paraná (PIP) e ao desenvolvimento do Arco de Ponta Grossa, até o Quaternário. Para a descrição dos basaltos verificados na área de estudo, foram utilizados os trabalhos de Licht (2016) e Gomes *et al.* (2017), que determinam uma subdivisão atualizada das rochas da PIP, com base em dados geoquímicos.

As bases teóricas utilizadas para as análises e discussões acerca das falhas foram as de Sibson (1977), Angelier (1984) e Fossen (2012), com foco nas falhas de natureza transcorrente, discutidas em trabalhos específicos como os de Moody e Hiil (1956) e Allen (1965). Para o entendimento dos indicadores cinemáticos, desde o reconhecimento em campo até as interpretações posteriores, foram utilizados os trabalhos de Petit (1987) e Doblas (1998).

Na análise e descrição dos padrões de drenagem foram consultados os trabalhos de Strahler (1952), Howard (1967) e Stevaux e Latrubesse (2017). Para identificar, interpretar

e descrever as anomalias de drenagem em função do rearranjo ocasionado por fatores tectônicos foram utilizados como referência os trabalhos de Ouchi (1985), Summerfield (1991), Bishop (1995), Holbrook e Schumm (1999) e Schumm *et al.* (2000). Já para balizar os conhecimentos a respeito da definição e interpretação dos lineamentos foi utilizado O'Leary (1976), e para a determinação e interpretação dos elementos e padrões morfológicos foi tido como base o trabalho de Soares e Fiori (1976).

No âmbito das discussões acerca da geomorfologia tectônica, a bibliografia utilizada incluiu os trabalhos de Keller e Pinter (2002), Bull (2007), Burbank e Anderson (2011) e Kirby e Whipple (2012). Além de conceituações importantes sobre o assunto, os autores trazem em seus trabalhos diretrizes para a aplicação de técnicas de análises de indicadores geomórficos. Além deles, autores como McKeown *et al.* (1988) e Ahmad *et al.* (2018) também trazem contribuições metodológicas em índices geomórficos.

Para embasar o conhecimento e as discussões relacionados aos estudos em morfotectônica e neotectônica no território brasileiro, foram consultados os trabalhos de Hasui (1990), Riccomini (1989, 1995), Salamuni (1998), Salamuni *et al.* (2004), Bartorelli (2004), Strugale *et al.* (2007), Chavez-Kuz e Salamuni (2008), Nascimento *et al.* (2013) e Jacques *et al.* (2014), que também possibilitaram comparações no que diz respeito à evolução do quadro de tensões na plataforma brasileira, essencialmente durante o Cenozoico.

Por fim, o trabalho integra e também utiliza como base o conjunto de estudos que vêm sendo elaborados pelo grupo de pesquisa Tectônica Cenozoica do Sul do Brasil, como os trabalhos de Peyerl *et al.*, (2018) e Santos *et al.*, (2018) que abordaram a morfogênese associada à tectônica em porções dos estados Paraná e Santa Catarina.

4.2.2. Geoprocessamento

O trabalho envolveu uma série de etapas de geoprocessamento, em ambiente de sistemas de informações geográficas, desde a organização de um banco de dados vetoriais e matriciais, até a geração do modelo digital de elevação, a vetorização de estruturas e domínios morfoestruturais e a composição de mapas temáticos. As etapas de geoprocessamento foram desenvolvidas no *software* ArcGIS 10.1.

4.2.2.1. Modelo digital de elevação (MDE)

Foi adquirido o modelo digital de elevação SRTM, com resolução de 30 metros, por meio de *download* no domínio <https://earthexplorer.usgs.gov/>. O modelo foi recortado para a área de estudo e a partir dele foram aplicadas rotinas para a criação dos relevos sombreados (*hillshade*), que auxiliam na visualização das estruturas. Através da extensão *3D Analyst Tools > Hillshade*, criaram-se diversos modelos sombreados, com ângulos de iluminação variando nos azimutes 0°, 45°, 90°, 135°, 180°, 225°, 270° e 315°. Da combinação das iluminações 180°, 135°, 225° e 270°, têm-se ressaltados os relevos positivos, enquanto que da combinação das iluminações 0°, 45°, 90° e 315°, ressaltam-se os negativos. Aos modelos em *hillshade*, foi sobreposto o modelo *Slope* no modo porcentagem e em transparência de 40%, gerado através da extensão *3D Analyst Tools > Raster Surface > Slope*. Desta forma, criou-se um MDE com maior realce das estruturas geológicas.

A partir do MDE com estruturas realçadas, foram vetorizados os lineamentos estruturais, na escala 1:80000, conforme definição de O'Leary (1976) que os classifica como feições mapeáveis no relevo, podendo ser simples ou compostos, retilíneos a levemente curvilíneos, e que se diferem das morfologia adjacente, inclusive podendo refletir fenômenos de subsuperfície. Após o traçado dos lineamentos foram gerados os diagramas de rosetas por frequência e comprimento, utilizando-se da extensão *AzimuthFinder*, no ArcGIS, e do software *WinTensor*.

4.2.2.2. Hidrografia

A rede hidrográfica foi adquirida no banco de dados vetoriais do Instituto de Águas do Paraná (AGUASPARANA), na escala 1:50000. A delimitação das bacias hidrográficas da área de estudo foi realizada de maneira automática através da extensão *Spatial Analyst Tools*, em seu pacote de ferramentas *Hydrology > Watershed*. O procedimento gera um arquivo *raster* que é depois transformado em polígono pela extensão *Conversion Tools > From Raster > Raster to Polygon*.

4.2.3. Análise de índices geomórficos

Foram aplicadas técnicas de análise de indicadores geomórficos nas seis bacias hidrográficas analisadas e nos seus respectivos canais principais. Estes estudos são fundamentais para a análise da deformação tectônica na paisagem e foram gerados com base em modelos criados na etapa de geoprocessamento e cálculos específicos, mostrados a seguir.

4.2.3.1. Fator de assimetria de drenagem (AF)

Definido por Hare e Gardner (1985), o método utiliza a relação entre a área direita e a área total da bacia de drenagem e é ferramenta para determinar possíveis regiões basculadas. O método é definido pela equação:

$$AF = (A_R/A_T) \times 100$$

Sendo:

A_R = área direita da bacia de drenagem

A_T = área total da bacia

Valores de AF superiores a 50 indicariam basculamento da bacia em direção à margem esquerda, enquanto valores inferiores, corresponderiam a basculamentos para a margem direita. Quanto mais distantes de 50 os valores indicassem, maior o basculamento na bacia.

4.2.3.2. Fator de simetria de topografia transversa (T)

O método, definido por Cox (1994) (figura 8), é importante ferramenta para definir características assimétricas em uma bacia hidrográfica. Na área de estudo, para cada bacia analisada, foram definidos cinco locais para o cálculo do fator de simetria T, segundo o cálculo:

$$T = D_a/D_d$$

Sendo:

D_a = distância desde a linha média da bacia até o canal principal

D_d = distância desde a linha média da bacia de drenagem até o divisor da bacia

Valores de T próximos a 1 indicam incrementos na assimetria, enquanto de valores de T próximos 0 indicam características mais simétricas do canal.

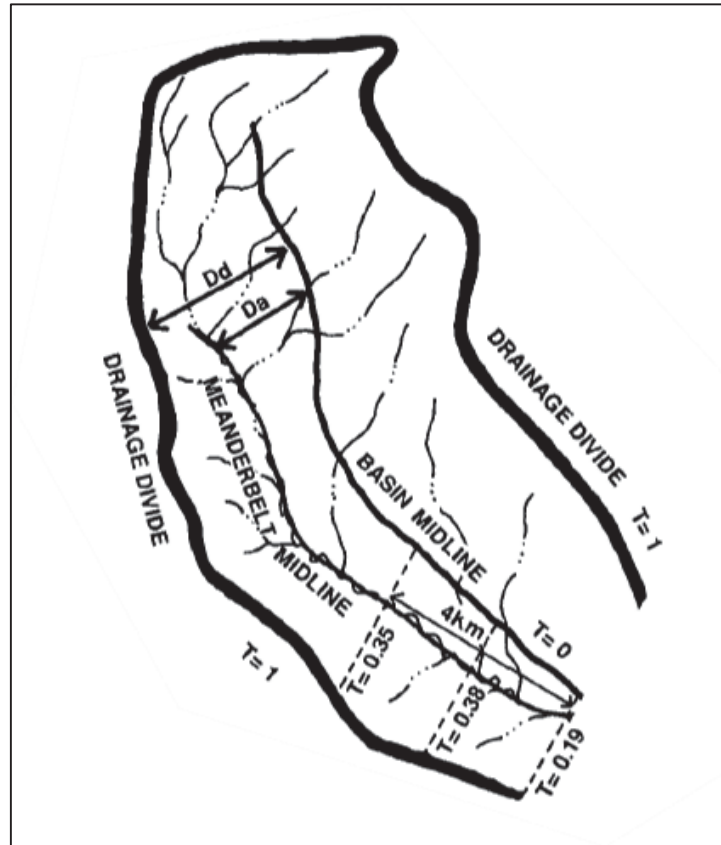


Figura 8 - Esquema do método desenvolvido por Cox (1994), para a obtenção do fator de simetria de topografia transversa (T).

4.2.3.3. Razão de alongação das bacias (E_b)

Proposto por Schumm (1956), foi utilizado posteriormente no trabalho de Strahler (1964) para discriminar as bacias em formatos circulares, ovalares, pouco alongadas e alongadas, levando em consideração o comprimento da bacia e o diâmetro de uma circunferência com a mesma área da bacia, conforme a fórmula:

$$E_b = 2\sqrt{A_b/\pi} / L_b$$

Sendo:

A_b = diâmetro de um círculo com a mesma área da bacia

L_b = comprimento da bacia

Baixos valores de Eb corresponderiam a bacias de forma alongada, que segundo Bull e MacFadden (1977) poderiam ser utilizadas como indicadores de atividade tectônica recente.

4.2.3.4. Curva hipsométrica e integral hipsométrica

A curva hipsométrica de uma bacia hidrográfica, considerada por Keller e Pinter (1996) como uma importante ferramenta na diferenciação de áreas ativas e inativas tectonicamente, foi definida por Strahler (1952) e fornece a área relativa da bacia que está acima de um determinado ponto altimétrico. É construída através de uma combinação de dados altimétricos do modelo digital de elevação, que são tabelados e calculados em planilha eletrônica. Posteriormente é possível gerar o desenho das curvas a partir dos dados calculados da planilha.

O valor da integral hipsométrica pode ser calculado em função da média altimétrica de 50 pontos aleatórios da bacia (H_{mean}), além do conhecimento das cotas máxima (H_{max}) e mínima (H_{min}) bacia, através da fórmula:

$$H_i = (H_{mean} - H_{min}) / (H_{max} - H_{min})$$

Altos valores da integral hipsométrica, segundo El Hamdouni *et al.* (2008) valores maiores que 0,5, poderiam representar incisão fluvial recente, e corresponderiam a formas convexas da curva hipsométrica equivalente.

4.2.3.5. Perfis longitudinais dos rios, gráficos de regressão linear e mapa de *knickpoints*

Os perfis longitudinais dos rios foram extraídos automaticamente do modelo digital de elevação SRTM a partir de rotinas aplicadas no ArcGIS. Segundo método proposto por Harbor *et al.* (2005), dados do tipo ASCII, gerados em no ArcGIS, são exportados para o *software* MATLAB, e através de algoritmos específicos (*loading_data*, *basin profile*, *summary_process*, *plotting* e *cell2*) criam-se os perfis longitudinais suavizados graficamente.

Os perfis permitem visualizar as relações entre elevação e declividade (*slope*) *versus* comprimento de cada canal analisado, que em situação de equilíbrio assumiriam formas côncavas e sem rupturas. Quaisquer anomalias ou convexidades corresponderiam as

quedas no nível de base do rio, ou *knickpoints*, que foram integrados num mapa de distribuição de *knickpoints*.

A integração entre os softwares de geoprocessamento e de cálculo numérico também permitiu relacionar, em escala logarítmica, a área da bacia de drenagem e a declividade, para cada canal analisado. Foram gerados os gráficos de regressão linear dos canais principais e determinadas as anomalias na declividade (S), conforme fórmula de Hack (1973):

$$S = K_s A^{-\theta}$$

Sendo:

K_s = índice de declividade

A = área da bacia

θ = índice de concavidade

O valor do índice de declividade θ costuma variar pouco (entre 0,3 e 0,6) e mostra-se dependente da resistência do substrato rochoso à erosão, e pouco dependente das taxas de erosão e soerguimento (Snyder *et al.*, 2000). Considerando-se um substrato rochoso homogêneo, como no caso da área de estudo, e fixando o valor de θ em 0,43, como proposto por Harbor *et al.*, (2005), consegue-se normalizar o valor de K_s de forma que quaisquer rupturas no gráfico de regressão linear indicariam mudanças no nível de base causadas por soerguimentos e subsidências (Snyder *et al.*, 2000).

4.2.4. Levantamento de campo

O trabalho envolveu doze dias de atividade de campo, com a coleta e descrição de estruturas rúpteis no município de Londrina e em seu arredor. As juntas e falhas foram descritas segundo suas respectivas características geométricas, dinâmicas e cinemáticas, seus materiais de preenchimento e rochas de falhas associadas. Os dados de falhas foram sistematizados em tabelas para otimização dos trabalhos posteriores.

4.2.5. Tratamento dos dados estruturais

Utilizou-se do *software* específico de geologia estrutural *WinTensor* para a elaboração dos diagramas de roseta de frequência de falhas por azimuth, e para a geração dos estereogramas com as falhas e os diagramas de paleotensão. Para este último item, as

falhas foram subdivididas em seis famílias (F1 a F6) de acordo com suas respectivas direções azimutais. Além das famílias, as falhas também foram divididas em quatro *subsets* (0.1 a 0.4), de acordo com a cinemática verificada para a falha (tabela 2). No software *WinTensor* e de acordo com o método dos diedros retos (Angelier e Mechler, 1976), foi possível ilustrar graficamente a atuação dos tensores e sua relação com a movimentação das falhas.

Após inserir os dados de cada falha no sistema, foram processadas as combinações entre os diferentes grupos de falha, até que o *software* indicasse os campos de tensão responsáveis pela movimentação dos grupos de falha.

Tabela 2 - Sistematização das famílias de falhas em subsets, de acordo com o azimuth e informações cinemáticas.

FAMÍLIA	DIREÇÃO		
F1	N70-90E / N70-90W		
F2	N40-70E		
F3	N15-40E		
F4	N15E-N15W		
F5	N15-40W		
F6	N40-70W		

SUBSETS	SENTIDO MOVIMENTO
0.1	NORMAL
0.2	INVERSO
0.3	DEXTRAL
0.4	SINISTRAL

Ex.: Falha direção N45E, sinistral= Família 2, subset 0.4 (Notação 2,4)

CAPÍTULO 5: Artigo

ESTUDO INTEGRADO DE TÉCNICAS DE INDICADORES GEOMÓRFICOS E ANÁLISE ESTRUTURAL APLICADO À INVESTIGAÇÃO DO REGIME TECTÔNICO PÓS-CRETÁCEO NA REGIÃO DE LONDRINA, PARANÁ, BRASIL

5.1. Resumo

Após uma série de sismos de baixa magnitude atingir a região urbana de Londrina, norte do estado do Paraná, entre 2015 e 2018, surgiram os primeiros sinais de um possível controle tectônico na estruturação da paisagem e nos processos morfogenéticos locais. A região de Londrina está localizada na Supersequência Gondwana III, ou Jurássica-Eocretácea, dentro da Bacia Intracratônica do Paraná. Esta unidade corresponde aos basaltos da Província Ígnea do Paraná (PIP), datados do Eocretáceo (± 134 Ma). A área localiza-se nas a poucos quilômetros de importantes estruturas da Bacia do Paraná, como as falhas de Guaxupé e São Jerônimo-Curiúva e o lineamento São Sebastião, que teriam registrado uma série de ativações e reativações ao longo da evolução da Bacia, como zonas de dispersão das tensões intraplaca. Foram selecionadas seis bacias hidrográficas na região de Londrina para a análise de índices geomórficos destinada à identificação da influência dos processos tectônicos no arcabouço geomorfológico. Tal análise foi complementada por investigações da tectônica rúptil em campo. Os resultados possibilitaram identificar no relevo uma configuração em blocos escalonados, limitados por falhas transcorrentes a transtensivas, de direção NW-SE a WNW-ESE, responsáveis pela rotação, rearranjo e basculamento de tais blocos. O bloco composto pelas bacias hidrográficas Três Bocas, Cafezal, Cambé e Limoeiro apresentou assimetria para sul, indicando basculamento do bloco no sentido oposto do padrão regional. A rede de drenagem mostrou-se controlada por estruturas tectônicas, com um paralelismo bem marcado ao longo da direção E-W, seguida dos *trends* NW-SE e NE-SW. Foram observadas anomalias de drenagem e bacias hidrográficas assimétricas. Análises dos perfis longitudinais dos rios e do mapa de distribuição dos *knickpoints* indicaram rupturas principais associadas à zona escarpada de direção N50-60E. Os sismos localizaram-se preferencialmente nas bacias do Cambé e Cafezal, com epicentros próximos aos cruzamentos entre a zona escarpada, correspondente à Falha Guaxupé, e os lineamentos NW, equivalentes à direção da falha São Jerônimo-Curiúva. Com base nos dados de campo foram propostos três pulsos de deformação para a área de estudo, definidos pelos eixos de compressão (σ_1): (a) N30E, ativo entre o

Neocretáceo e o Paleógeno; (b) N20W, ativo no Plio-Pleistoceno; e (c) N75E, ativo desde o Pleistoceno. Os sismos localizaram-se preferencialmente nas bacias do Cambé e Cafezal, com epicentros próximos aos cruzamentos entre a zona escarpada e os lineamentos NW, porém sua correlação ainda não pode ser diretamente estabelecida com o último pulso.

Palavras-chave: Morfotectônica; Tectônica Cenozoica; Evolução da Paisagem.

5.2. Introdução

Estudos acerca da evolução morfotectônica pós-mesozoica têm sido realizados nas regiões sul e sudeste do Brasil nos últimos anos, com avanços consideráveis no conhecimento acerca dos pulsos deformacionais e morfoestruturas associadas (Hasui, 1990; Riccomini, 1989, 1995; Salamuni, 1998; Salamuni *et al.*, 2004; Strugale *et al.*, 2007; Chavez-Kuz e Salamuni, 2008; Soares *et al.*, 2011; Nascimento *et al.*, 2013; Jacques *et al.*, 2014; Peyerl *et al.*, 2018). O quadro evolutivo, entretanto, têm suas bases estabelecidas essencialmente na área de abrangência do sistema de riftes continentais do sudeste brasileiro, e outras áreas como a Bacia de Curitiba e os platôs e serras catarinenses e gaúchas. No restante do território sul-brasileiro, entretanto, ocorrem dificuldades para o reconhecimento de feições recentes indicadoras de atuação tectônica, tendo em vista as extensas superfícies erosivas.

A área de estudo (figura 9), localizada no norte do estado do Paraná, nos arredores da região de Londrina, apresenta um embasamento basáltico eocretáceo da Província Ígnea do Paraná (PIP). Logo, os pulsos deformacionais rúpteis posteriores ao Eocretáceo estariam registrados nos basaltos da região. A análise morfotectônica da região de Londrina seria ferramenta para incrementar o entendimento da evolução da paisagem nessa porção do território brasileiro, auxiliando a delinear um quadro evolutivo deformacional para a região sul do Brasil.

Reconhecendo a importância da análise geomórfica para os estudos de morfotectônica e tectônica geomorfológica, no presente estudo aplicaram-se algumas das principais técnicas de investigação de índices geomórficos. A rede de drenagem, correspondendo ao elemento mais sensível às modificações do terreno por esforços tectônicos, foi especialmente investigada, tanto em rios individualmente, quanto em sub-bacias hidrográficas de afluentes da margem esquerda do baixo rio Tibagi (figura 9).

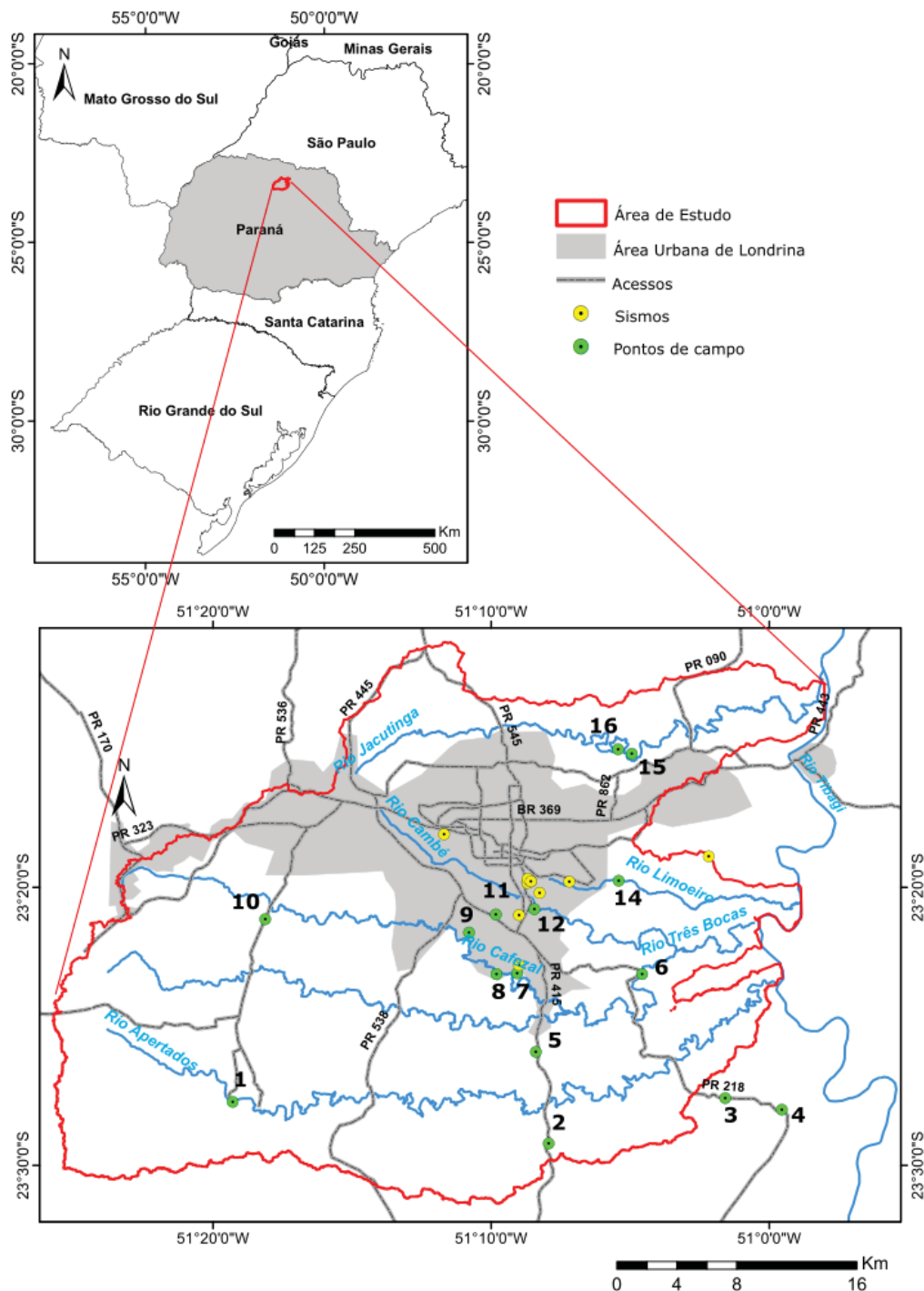


Figura 9 - Mapa de localização da área de estudo, com pontos de campo numerados.

As análises revelaram uma série de marcadores geomórficos indicadores de paisagens modeladas por esforços tectônicos. A partir da conceituação e base teórica de autores como Ouchi (1985), Schumm *et al.*, 2000), Keller e Pinter (1996, 2002), Bull (2007), Burbank e Anderson (2011) e Kirby e Whipple (2012), o trabalho buscou identificar anomalias nos valores dos índices geomórficos na área estudada, com o objetivo de determinar a eventual relação entre deformação tectônica e a evolução da paisagem.

Desta forma, os resultados da análise geomórfica foram integrados às análises dos dados rúpteis de campo e do quadro de paleotensões atuantes na área desde o Cretáceo.

5.3. Arcabouço geológico-geomorfológico

A área de estudo enquadra-se na Bacia do Paraná, nos domínios da Supersequência Gondwana III, ou Jurássica-Eocretácea (Milani *et al.*, 2007). Essa Supersequência corresponde a rochas magmáticas geradas por eventos de vulcanismo fissural intracontinental, que afetaram o interior do Gondwana e culminaram no extravasamento da Província Ígneas do Paraná (PIP) (Gomes *et al.*, 2017), uma das maiores LIP's – *Large Igneous Provinces* do planeta (Zalán *et al.*, 1990) e relacionada ao magmatismo Serra Geral. Esse magmatismo, datado do Eocretáceo, há 134 Ma (Thiede e Vasconcelos, 2010), gerou cerca de 600.000 km³ de rochas vulcânicas (Frank *et al.*, 2009). Estas são representadas em sua maioria por basaltos toleíticos (90%), seguidos por andesitos toleíticos (~7%), além de dacitos, riodacitos e riolitos subordinados (~3%) (Bellieni *et al.*, 1986).

Na região de Londrina, ocorrem basaltos a andesito-basaltos enriquecidos em Fe₂O₃, MgO e TiO₂, que de acordo com o proposto por Licht (2016), seriam representantes da sub-província Centro-Norte da Província Ígnea do Paraná (PIP). Londrina localiza-se numa região da Bacia do Paraná onde a pilha vulcânica da PIP prolonga-se por 868 metros de profundidade (Gomes *et al.*, 2017).

As principais direções estruturais da Bacia do Paraná correspondem a grandes alinhamentos de direções NE-SW e NW-SE (Soares *et al.*, 2007). A direção NE-SW é reflexo da forte estruturação do embasamento Brasileiro, representada pelas Falhas Guaxupé e Taxaquara, e a direção NW-SE, resultado da orientação dos grandes arcos relacionados à abertura continental, como as falhas Curitiba-Maringá, São Jerônimo-Curiúva e Guapiara (Zalán *et al.*, 1990). Estas estruturas teriam atuado durante toda a evolução tectonoestratigráfica da Bacia, e funcionado como zonas de acomodação e dissipação de tensões intraplaca (Zalán *et al.*, 1990).

Subordinadamente às direções NE e NW, ocorrem alinhamentos E-W, mais esparsos e menos extensos, apesar de bem reconhecidos no Quaternário (Soares *et al.*, 2007), como o Lineamento de São Sebastião. Estes alinhamentos correspondem à Direção Paranapanema para Soares (1991).

Ao final do Jurássico e início do Cretáceo, concomitantemente à ruptura do Gondwana para a abertura do oceano Atlântico Sul, ocorre a terceira fase de subsidência na Bacia (Zalán *et al.*, 1990), com o extravasamento de lavas da PIP e a reativação de estruturas

antigas (falhas) de direção NW. Uma destas estruturas é o Arco de Ponta Grossa, representado por uma série de alinhamentos paralelos de direção aproximada em N55W (Zalán *et al.*, 1990). O Arco já estaria ativo desde o início deposicional da Bacia do Paraná (Ferreira, 1982), condicionando estruturalmente as unidades sedimentares da Bacia, e com a reativação Juro-Cretácea, ocorreram respostas tectônicas em vários de seus representantes estruturais, como as falhas de Guapiara, São Jerônimo-Curiúva, Rio Alonzo e Rio Piquiri. A área de estudo registra, em seu extremo sudoeste a passagem da Zona de Falha São Jerônimo-Curiúva, e está próxima das Falhas Guaxupé e do Lineamento São Sebastião (figura 10).

Já quanto à sua caracterização geomorfológica, a área de estudo localiza-se nos domínios da unidade morfoestrutural da Bacia do Paraná, que apresenta uma compartimentação geomorfológica determinada essencialmente por condicionantes estruturais pretéritos à Bacia e que determinaram sua evolução, embora suas características atuais tenham sido delineadas no Quaternário (Bartorelli, 2004). A evolução pós-cretácea da Bacia, associada ao soerguimento das serras marginais e aos processos de denudação marginal, esculpiu sistemas de *cuestas* e planaltos na paisagem (Bartorelli, 2004).

De acordo com Barcelos (1984), as atividades tectônicas relacionadas à ativação do Arco de Ponta Grossa ao final do Mesozoico foram responsáveis por um abatimento da Plataforma Brasileira para oeste e sudoeste. As direções estruturais com máximo abatimento seriam as WNW, acompanhando o limite setentrional do Arco.

A região de Londrina situa-se e da unidade morfoescultural do Terceiro Planalto Paranaense, que corresponde ao Planalto Basáltico do Paraná, de acordo com Bartorelli (2004). Pode-se ainda enquadrar a região no contexto da sub-unidade morfoescultural do Planalto de Londrina: uma paisagem com relevo ondulado, dissecação média e declividades medianas inferiores a 12%. O gradiente altimétrico deste Planalto corresponde à diferença entre altitudes mínimas de 360 metros e máximas de 1.180 metros. As principais formas do relevo constituem-se predominantemente por topos alongados e vertentes convexas, além de vales fluviais encaixados em falhas do embasamento basáltico (Paraná - Mineropar, 2006).

Neste trabalho, foi dado enfoque ao estudo dos táxons de 3ª e 4ª ordem, dentro da proposta taxonômica geomorfológica de Ross (1990). Neste caso, são avaliadas e interpretadas unidades morfológicas e seus padrões, e os tipos e formas de relevo.

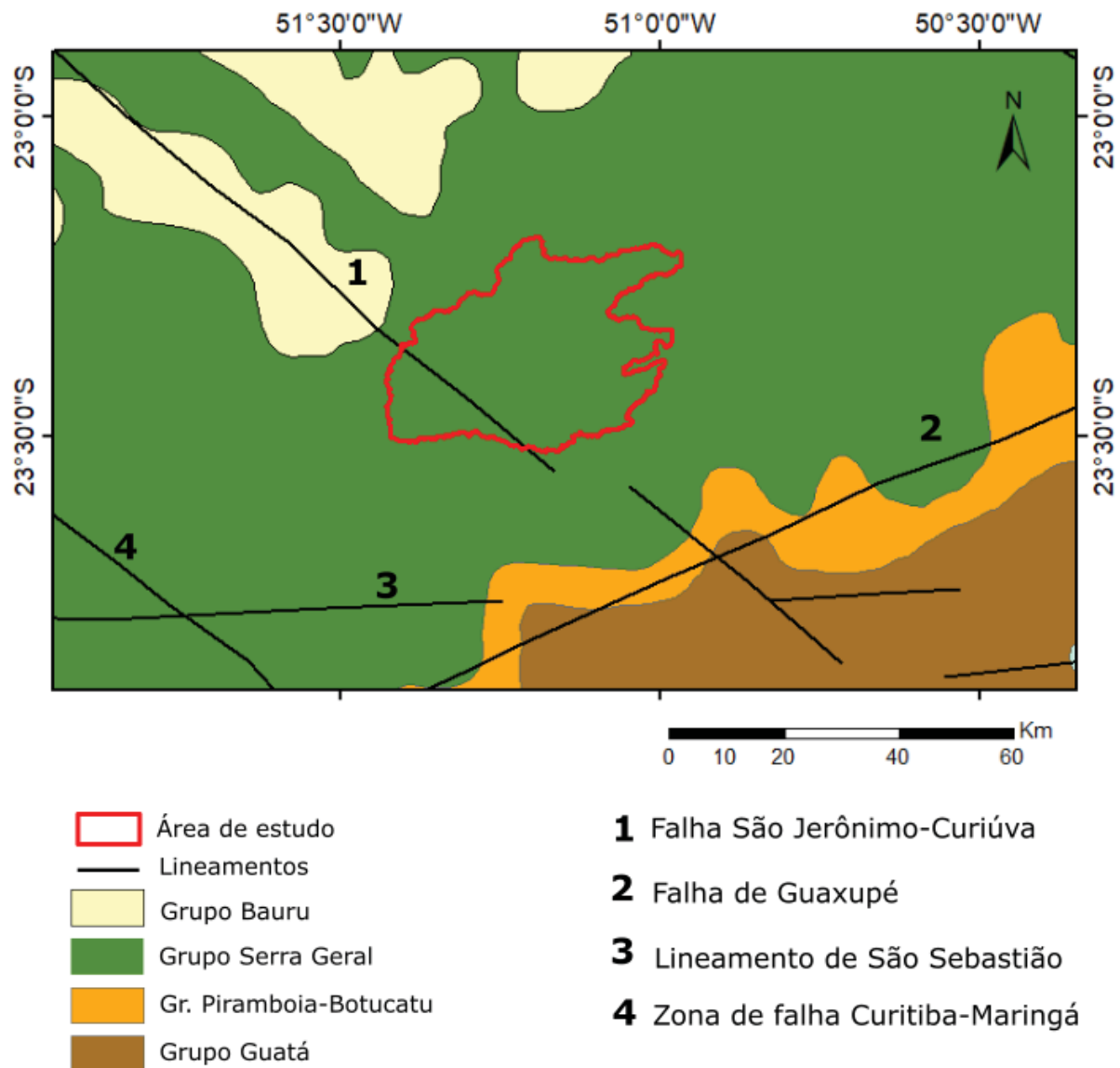


Figura 10 - Enquadramento da área de estudo com relação às unidades geológicas da Bacia do Paraná e aos principais alinhamentos estruturais, de acordo com Zalán et al. (1990).

Quanto à geomorfologia fluvial da área de estudo, verifica-se que a mesma está condicionada à bacia hidrográfica do rio Tibagi, de direção N-S e fluxo para Norte. O rio Tibagi constitui-se como drenagem antecedente aos processos geradores das formas de relevo regionais e o mesmo acompanha de forma concordante o mergulho das unidades da Bacia do Paraná. Nasce no Segundo Planalto, no município de Palmeira e tem sua foz no lago da represa Capivara, no Rio Paranapanema. As drenagens cujas bacias foram selecionadas para este trabalho apresentam-se como afluentes da margem esquerda do Rio Tibagi. Constituem sub-bacias na direção E-W, paralelas e alongadas, sob a forma de drenagens retilíneas a subdendríticas, encaixadas em vales em “V” nas rochas basálticas.

5.4. Métodos

O trabalho envolveu uma etapa de geoprocessamento seguida da aplicação de cálculos para a quantificação dos índices geomórficos. O geoprocessamento envolveu a integração de dados vetoriais e matriciais disponibilizados por portais *online* e bancos de dados geológicos da universidade, no ambiente do software *ArcGIS Desktop* (versão 10.1), e culminou na geração dos mapas temáticos.

A etapa de análise dos índices geomórficos envolveu a quantificação dos atributos geomórficos das seis bacias hidrográficas selecionadas para estudo na região urbana de Londrina: bacia Apertados, bacia Três Bocas, bacia Cafezal, bacia Cambé, bacia Limoeiro e bacia Jacutinga. Foram aplicados os métodos para o reconhecimento do fator de assimetria de drenagem (AF), definido por Hare e Gardner (1985), bem como para o do fator de simetria de topografia transversa (T), descrito por Cox (1994). Os resultados dos métodos puderam ser utilizados para inferir o basculamento tectônico das bacias. Também foi aplicado o método de determinação da razão de alongação das bacias (Schumm, 1956). O método relaciona o resultado numérico à forma da bacia, em mais ou menos alongadas, e pode ser utilizado como indicador de atividade tectônica recente (Bull e McFadden, 1977).

As curvas hipsométricas de cada bacia foram definidas, e calculados os valores das respectivas integrais hipsométricas. A curva hipsométrica de uma bacia hidrográfica, considerada por Keller e Pinter (1996) como uma importante ferramenta na diferenciação de áreas ativas e inativas tectonicamente, foi definida por Strahler (1952) e fornece a área relativa da bacia que está acima de um determinado ponto altimétrico. É construída através de uma combinação de ao menos cinquenta pontos altimétricos do modelo digital de elevação, que após serem definidos aleatoriamente ao longo da extensão da bacia, obedecendo um espaçamento regular, são tabelados e calculados em planilha eletrônica. Posteriormente é possível gerar o desenho da curva no mesmo *software*. A combinação dos valores calculados da integral, com a forma da curva hipsométrica podem ser utilizados na interpretação tectônica de uma área. Altos valores da integral hipsométrica, segundo El Hamdouni *et al.* (2008) aqueles maiores que 0,5, poderiam representar incisão fluvial recente, e corresponderiam a formas convexas da curva hipsométrica equivalente.

Para completar as análises, foram gerados pela metodologia de Harbor *et al.*, (2005) os perfis longitudinais de cada rio principal e de alguns de seus afluentes mais proeminentes, os gráficos de regressão linear e o mapa de distribuição de *knickpoints*.

Os perfis longitudinais dos rios foram extraídos automaticamente do modelo digital de elevação SRTM a partir de rotinas aplicadas no ArcGIS. Dados são exportados para o *software* MATLAB, e através de algoritmos específicos são criados os perfis longitudinais suavizados. Os perfis permitem visualizar as relações entre elevação e declividade (*slope*) *versus* comprimento de cada canal analisado, que em situação de equilíbrio assumiriam formas côncavas e sem rupturas. Quaisquer anomalias ou convexidades corresponderiam às quedas no nível de base do rio, ou *knickpoints*, que foram integrados num mapa de distribuição de *knickpoints*.

A integração entre os softwares de geoprocessamento e de cálculo numérico também permitiu relacionar, em escala logarítmica, a área da bacia de drenagem e a declividade, para cada canal analisado. Foram gerados os gráficos de regressão linear dos canais principais e determinadas as anomalias na declividade (S), conforme fórmula de Hack (1973), que relaciona o índice de concavidade (θ) e declividade (K_s) do rio com a área da bacia (A).

O valor do índice de concavidade θ costuma variar pouco (entre 0,3 e 0,6) e mostra-se dependente da resistência do substrato rochoso à erosão, e pouco dependente das taxas de erosão e soerguimento (Snyder *et al.*, 2000). Considerando-se um substrato rochoso homogêneo, como no caso da área de estudo, e fixando o valor de θ em 0,43, como proposto por Harbor *et al.*, (2005), consegue-se normalizar o valor de K_s de forma que quaisquer rupturas no gráfico de regressão linear indicariam mudanças no nível de base causadas por soerguimentos e subsidências (Snyder *et al.*, 2000). Desta forma, consegue-se diferenciar *knickpoints* de gênese erosiva dos de tectônica (Kirby e Whipple, 2012).

5.5. Resultados

5.5.1. Análise do relevo

Combinações com os modos *Slope* e *Hillshade* (figura 11) permitiram o realce das estruturas geológicas no relevo. A configuração altimétrica da área corresponde a altitudes máximas de 880 metros (bacia Apertados) e mínimas de 340 metros (bacia Jacutinga), com caimento do relevo preferencialmente para leste e nordeste, acompanhando as vertentes naturais da bacia do rio Tibagi.

Observa-se um domínio morfológico caracterizado por um platô elevado e aplainado, à noroeste, que se apresenta dissecado por vales fluviais retilíneos, encaixados em fraturas e falhas do substrato rochoso, preferencialmente de direção E-W e NW-SE. Nas áreas mais

baixas, ocorre um domínio com incrementos na sinuosidade (meandramento) dos canais e na largura dos vales fluviais. Entre um domínio e outro, determina-se a posição de uma região escarpada com direção N50-60E, marcada por rupturas nos perfis dos canais principais, e incrementos na declividade das encostas (figura 12). As maiores declividades são verificadas ao longo da bacia do rio Apertados, e nas áreas mais próximas às desembocaduras dos outros rios analisados.

5.5.2. Análise da rede de drenagem

A rede de drenagem da área de estudo é representada pelas bacias hidrográficas dos rios Apertados, Três Bocas, Cafezal, Cambé, Limoeiro e Jacutinga (figura 13), todos afluentes da margem esquerda do rio Tibagi. Os rios Cafezal e Cambé constituem-se como afluentes da margem esquerda do rio Três Bocas, individualizados na análise da drenagem em função de sua proeminência e extensão. As cabeceiras dos rios localizam-se a oeste, nas regiões elevadas do planalto de Londrina. Os vales e interflúvios dos canais principais apresentam predominância de orientação na direção E-W e NW-SE, formando topos alongados e vales alinhados nesta direção.

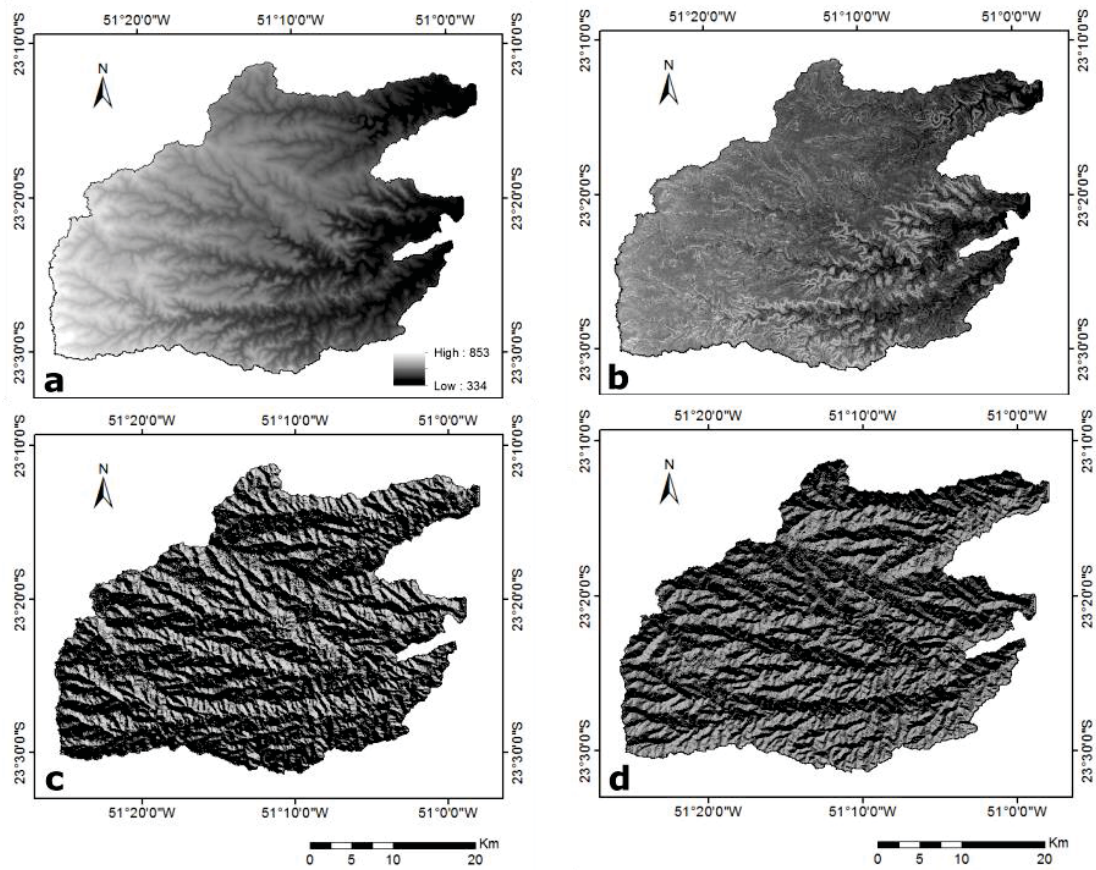


Figura 11 - (a) Modelo digital de elevação SRTM; (b) Imagem em modo Slope, em porcentagem; (c) Imagem modo Hillshade, realçando estruturas positivas do relevo (combinação das iluminações N135°, N180°, N225° e N270°); (d) Imagem em modo Hillshade, realçando estruturas negativas (combinação das iluminações N315°, N0°, N45° e N90°).

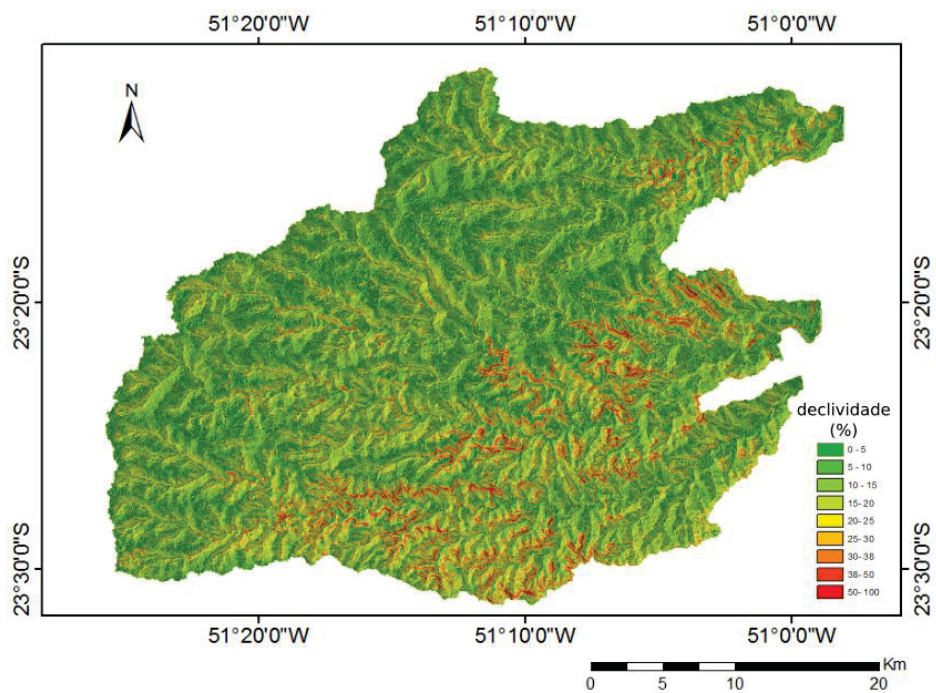


Figura 12 - Mapa de declividade da área de estudo.

Os canais têm seu fluxo para leste, com inflexões para nordeste próximo à desembocadura nos rios Apertados, Três Bocas e Jacutinga. São canais de leito predominantemente rochoso, com pequena camada aluvial, e padrões de fluxo e transporte sedimentar controlados pela geometria do próprio canal rochoso.

Foram verificados padrões dendríticos e sub-dendríticos, mas também fortes características de padrões paralelos, retangulares e em treliça, evidenciando controle tectônico da drenagem. A partir da análise de sensores remotos, foi possível traçar lineamentos de drenagem, evidenciando os controles pelas estruturas geológicas (figura 14), bem como verificar trechos anômalos da drenagem.

As anomalias associam-se a rearranjos geométricos da rede de drenagem e podem estar associadas a modificações no terreno motivadas por fatores climáticos, litológicos ou tectônicos. Meandramentos anômalos, estreitamento de meandros e deslocamento anômalos de trechos do canal, bem como curvas anômalas e capturas de canais por falhas ou juntas são elementos geomórficos que podem associar-se a processos de tectônica ativa (Schumm *et al.*, 2000), e foram verificados nas bacias analisadas (figura 15).

As capturas dos canais principais processam-se essencialmente através do controle de falhas com direções N-S e NW, assim como os padrões de paralelismo mais desenvolvidos. Os canais de direção E-W e NW são mais extensos, enquanto aqueles de direção NE e N-S são menos extensos.

5.5.3. *Lineamentos de relevo*

Os lineamentos foram traçados na escala 1:100.000, utilizando-se como base o MDE gerado a partir das imagens SRTM. Ao MDE aplicaram-se técnicas para destaque das feições geológicas realizado com a combinação das ferramentas *Slope* e *Hillshade*. No mapa de lineamentos, bem como no diagrama de rosetas por frequência (figura 16) é possível verificar a predominância dos lineamentos de direção E-W (WNW-ESE, ENE-WSW), NW-SE e NE-SW, seguido dos de direção NS.

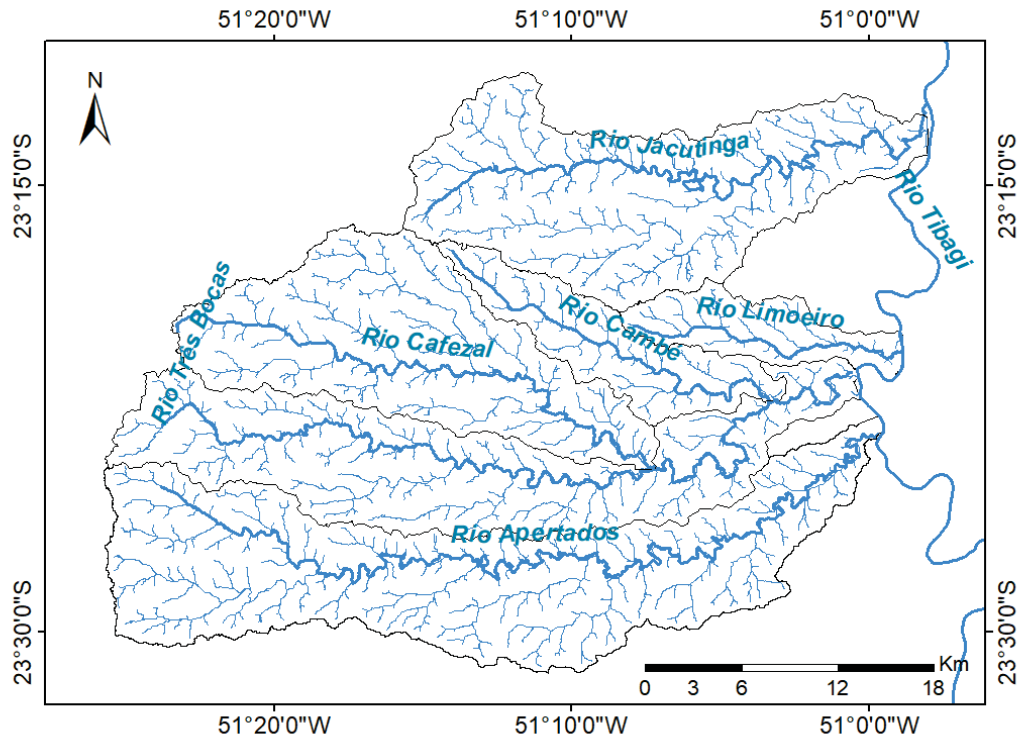


Figura 13 - Rede de drenagem da área de estudo, com as bacias de drenagem delimitadas.

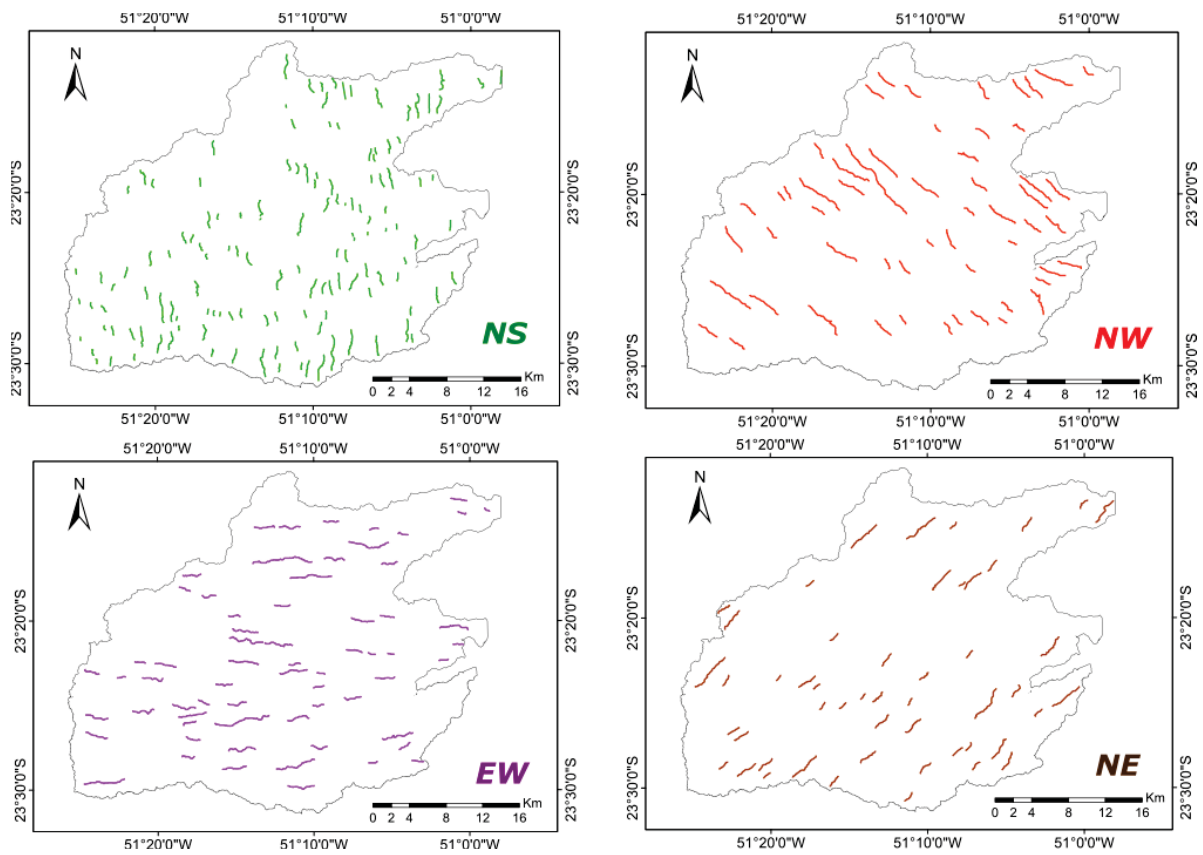


Figura 14 - Lineamentos de drenagem, conforme direção azimutal, evidenciando paralelismos e controles por estruturas geológicas.

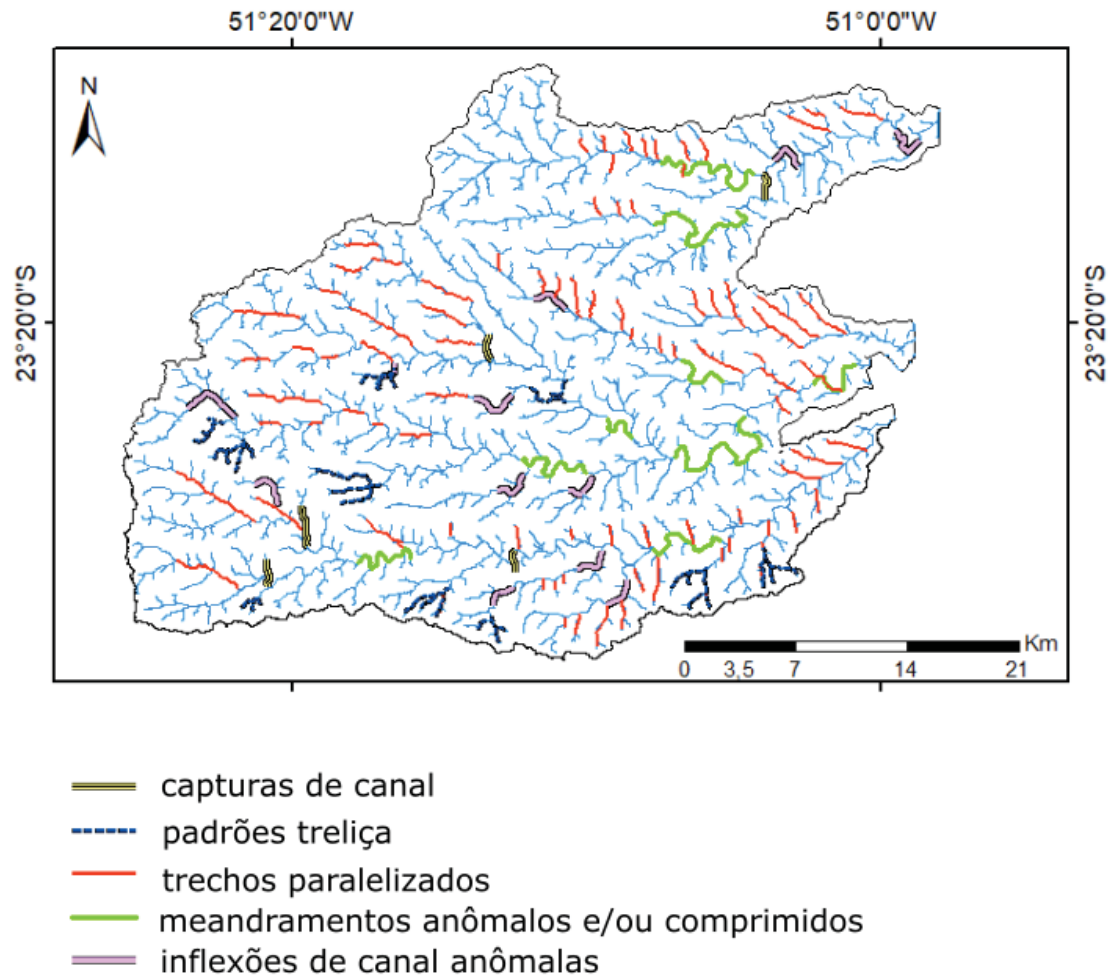


Figura 15 - Mapa de levantamento dos trechos com anomalias de drenagem.

5.5.4. Análise morfométrica

5.5.4.1. Morfometria das bacias de drenagem

Das seis bacias analisadas (figuras 17 e 18), a bacia do rio Apertados é que apresentou maior valor de fator de assimetria ($AF = 71,5$), com assimetria para a margem esquerda, e no caso, indicando basculamento para o quadrante norte. A bacia do rio Jacutinga também apresentou basculamento para norte, com valor de AF igual a $61,5$. A bacia do rio Limoeiro, por sua vez, registrou valor de AF igual a $33,6$, indicando basculamento para a margem direita, no caso, para o quadrante sul.

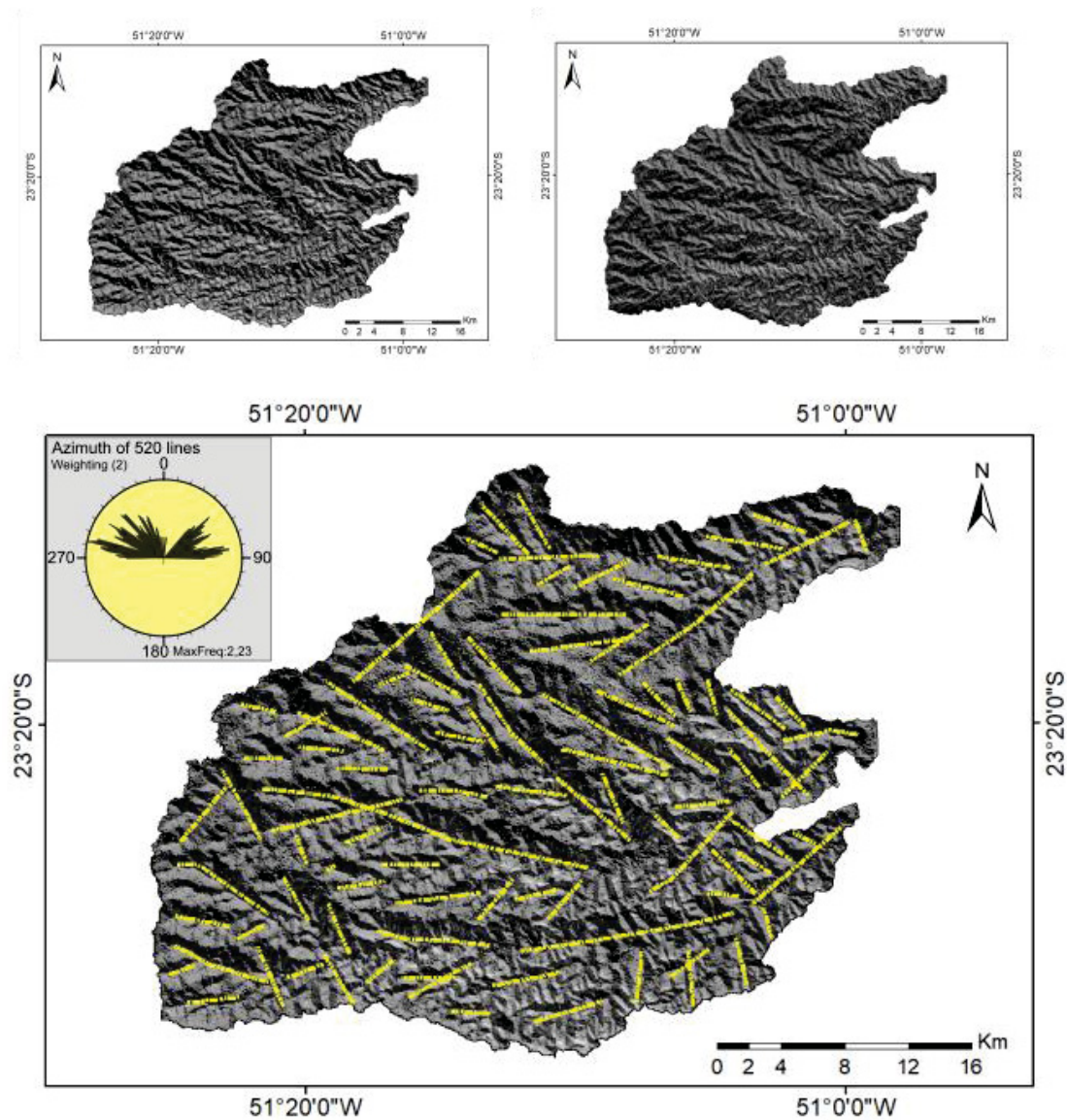


Figura 16 - Lineamentos de relevo traçados sobre o MDE com realce das estruturas geológicas positivas e negativas, e diagrama de rosetas dos lineamentos (por frequência).

A bacia do rio Três Bocas apresentou-se basculada para o quadrante sul ($AF = 28,16$). As bacias de seus tributários, rios Cafezal e Cambé, também apresentaram basculamento para a margem direita, embora com valores mais sutis do fator de assimetria quando comparadas às demais bacias analisadas.

Os cálculos definidos por Cox (1994) para a determinação do fator de simetria de topografia transversa (T) envolveram a setorização de cada bacia analisada, para uma análise mais apurada que considerasse as particularidades e inflexões dos canais principais, que não se comportam uniformemente ao longo do seu curso. Cada bacia foi analisada em cinco seções aproximadamente equidistantes entre si, desde a cabeceira até a desembocadura (figuras 17 e 18).

Valores de T próximos a 0 indicariam bacias (ou trechos) com características simétricas, não basculadas, enquanto que incrementos no valor de T , de modo a se aproximar de 1, indicariam bacias e/ou trechos assimétricos, indicando basculamento. Considerou-se os valores de $T > 0,5$ como trechos assinaladamente assimétricos.

Em todas as bacias analisadas observou-se uma diminuição nos valores de T desde a cabeceira até a desembocadura dos rios. A bacia do rio Apertados registrou a maior quantidade de trechos assimétricos, verificados desde a cabeceira até sua porção mediana. A bacia do Limoeiro registrou um único trecho assinaladamente assimétrico, na região próxima à cabeceira. Nas bacias do rio Jacutinga e do rio Três Bocas, os trechos assimétricos localizaram-se nas porções medianas das bacias, enquanto as bacias dos rios Cambé e Cafezal apresentaram os valores mais baixos para o fator de simetria de topografia transversa.

Quanto à determinação das razões de alongação das bacias (E_b) (Schumm, 1956), verificou-se que as bacias do rio Apertados (0,42) e do rio Limoeiro (0,49) apresentam valores inferiores a 0,7, e logo seriam bacias da classe das alongadas (Strahler, 1964). Bacias alongadas seriam feições mais recentes do que as de forma circular, relacionando-se a áreas com escarpamentos ativos (Burbank e Anderson, 2011). As demais bacias analisadas, embora que sob algumas perspectivas aparentassem um formato alongado, apresentaram resultados numéricos da classe das bacias circulares (Strahler, 1964).

Foram calculados os valores de integral hipsométrica (H_i) de cada uma das bacias analisadas, bem como geradas as respectivas curvas hipsométrica (figura 19). Este é um método importante na delimitação de áreas soerguidas, sendo utilizado na diferenciação entre áreas tectonicamente mais ou menos ativas (Keller e Pinter, 2002). O método é utilizado para verificar estágios de erosão numa bacia, e altos valores ($H_i > 0,5$) demarcariam incisão recente da rede de drenagem, e seriam representados por convexidades na curva hipsométrica correspondente (El Hamdouni *et al.*, 2008).

Das seis bacias analisadas no estudo, a bacia do Limoeiro é a que apresentou um valor mais elevado de H_i , resultando em 0,46. As demais, embora apresentando alguma convexidade como no caso das curvas hipsométricas das bacias do rio Cambé e do rio Apertados, apresentaram baixos valores da integral hipsométrica.

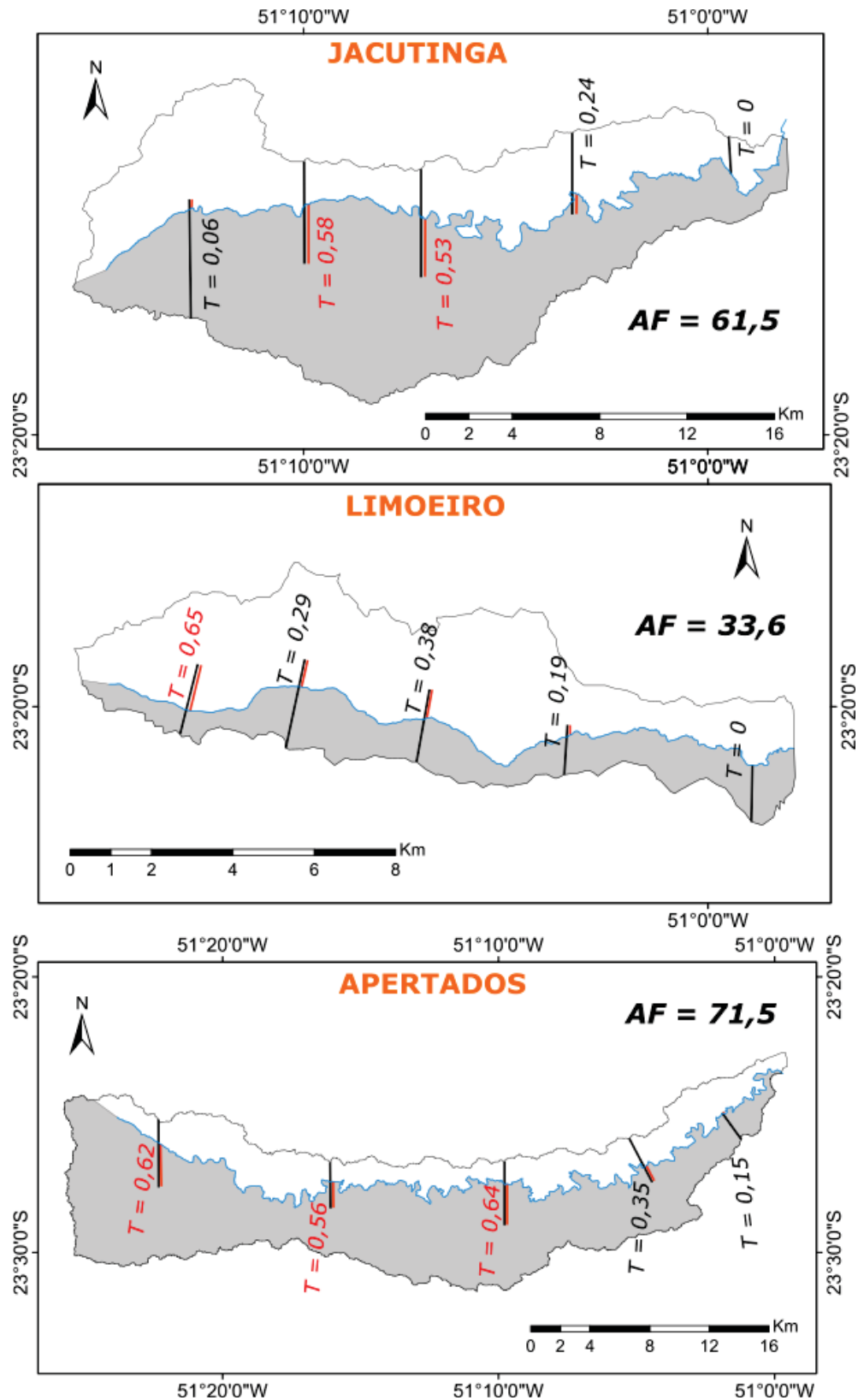


Figura 17 - Bacias Jacutinga, Limoeiro e Apertados analisadas quanto ao fator de assimetria de bacia de drenagem (AF, Hare Gardner, 1985), sendo as áreas em cinza as áreas direitas utilizadas no cálculo. Também se apresentam os resultados do fator de simetria de topografia transversa (T, Cox, 1994), definidos em cinco seções por bacia; em preto, as distâncias entre o centro da bacia e o divisor de águas (Dd), e em vermelho, as distâncias entre o centro da bacia e o canal (Da). Os valores em vermelho indicam valores elevados de T e regiões mais basculadas da bacia.

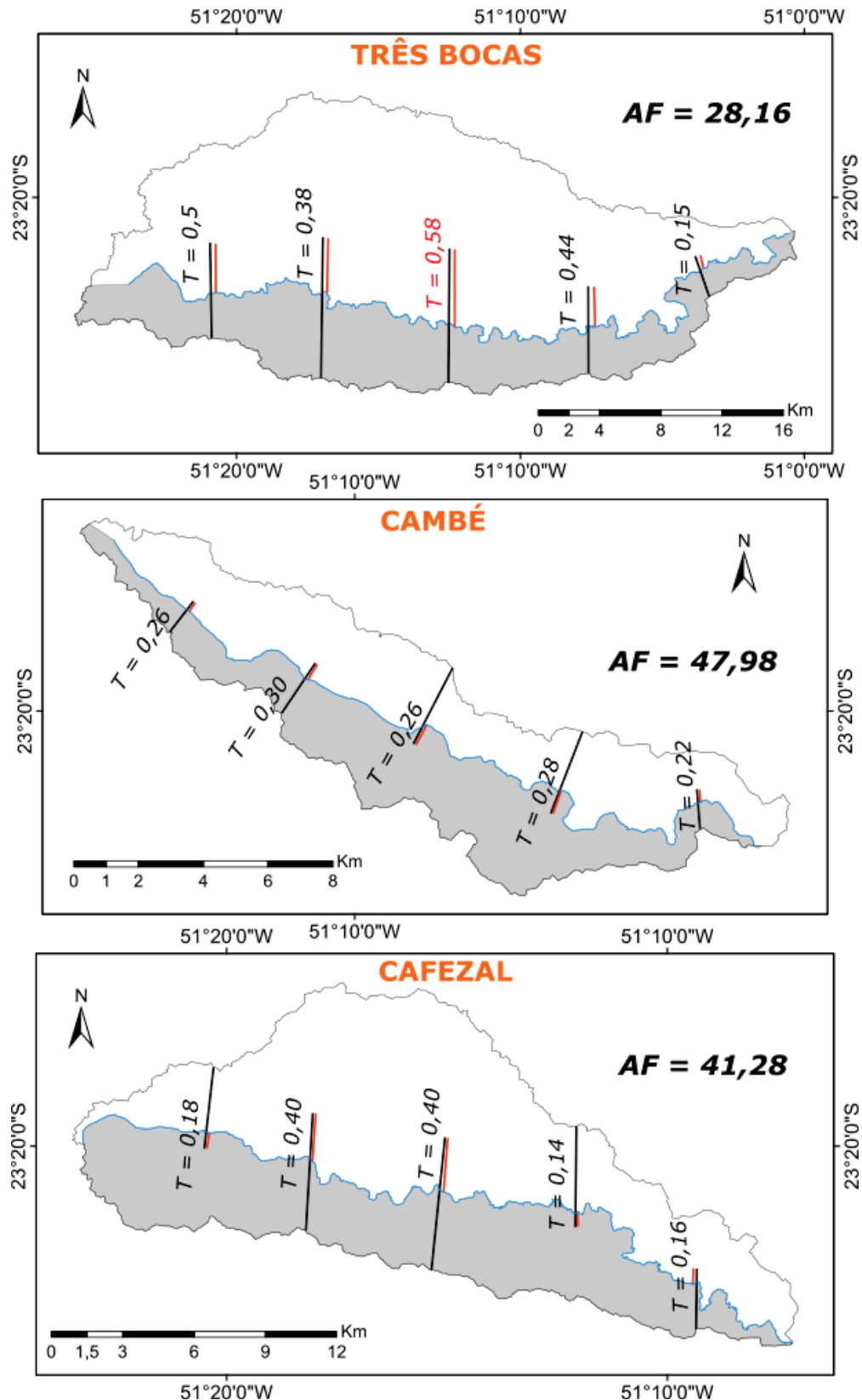


Figura 18 - Bacia Três Bocas e sub-bacias Cambé e Cafezal analisadas quanto ao fator de assimetria de bacia de drenagem (AF, Hare Gardner, 1985), sendo as áreas em cinza as áreas à direita do rio principal utilizadas no cálculo. Também se apresentam os resultados do fator de simetria de topografia transversa (T, Cox, 1994), definidos em cinco seções por bacia; em preto, as distâncias entre o centro da bacia e o divisor de águas (Dd), e em vermelho, as distâncias entre o centro da bacia e o canal (Da). Os valores em vermelho indicam valores elevados de T e regiões mais basculadas da bacia.

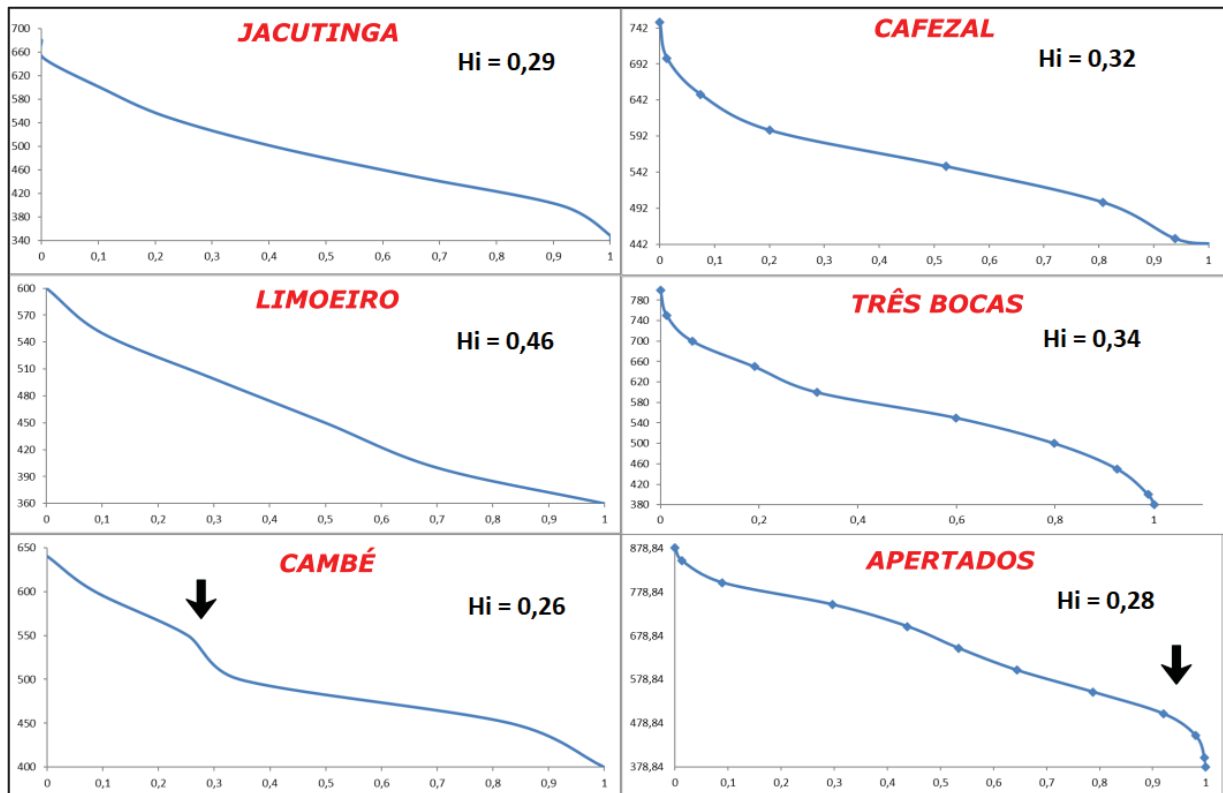


Figura 19 - Curvas hipsométricas das bacias analisadas, mostrando a relação entre altitude (m) e porcentagem de área ocupada. São apresentados também os valores do cálculo da integral hipsométrica (H_i). As flechas indicam convexidades na curva hipsométrica que podem estar associados a processos de incisão fluvial recente.

5.5.4.2. Morfometria dos canais de drenagem

Foram gerados os perfis longitudinais dos seis rios principais da área de estudo, bem como os gráficos de regressão linear, de acordo com a metodologia de Harbor *et al.* (2005). A interação entre dados altimétricos do MDE com rotinas no ArcGIS e no MATLAB permitiu o estudo qualitativo dos perfis de drenagem. Os perfis são elementos sensíveis para o reconhecimento de áreas soerguidas e estruturas tectônicas mais ativas, de modo que quedas abruptas no perfil de um rio podem estar relacionadas com falhas ativas que interceptam o canal (Seeber e Gornitz, 1983). Desvios dos pontos plotados no gráfico de regressão linear (\log declividade x \log área) são indicadores de mudanças bruscas na declividade dos canais (Burbank e Anderson, 2011) e incrementaram o estudo qualitativo dos canais de drenagem.

Também a partir das rotinas propostas por Harbor *et al.*, (2005) foi gerado o mapa de distribuição dos *knickpoints* para a área de estudo em Londrina (figura 20). As informações altimétricas advindas do modelo digital de elevação foram plotadas em escala com base logarítmica para a representação gráfica dos canais. Trechos com tonalidades verdes representam no mapa regiões onde os canais apresentam-se côncavos e com quedas

altimétricas suaves. Já os trechos em vermelhos indicam áreas com as maiores quedas altimétricas e os possíveis *knickpoints*, ou rupturas de declive. Estas áreas seriam as de maiores convexidades no canal, fator já anteriormente relacionado com incisão recente da rede de drenagem sobre uma superfície geomorfológica.

Na análise do rio Jacutinga (figura 21), observou-se um trecho inicial com uma sequência de sucessivas quedas altimétricas, seguido de um trecho em equilíbrio. A seguir, registrou-se uma convexidade na forma do perfil (indicada pela seta, na figura 21), associada às rupturas no relevo. Esta ocorrência associa-se à presença de lineamentos de drenagem paralelizados na direção N-S, indicando um possível controle de falhas nesta direção, que acabam por afetar a forma natural do perfil do rio Jacutinga. Estes lineamentos N-S condicionam inclusive a captura do rio Lindoia, principal afluente do rio Jacutinga e que também registra as alterações de declive observadas no canal Jacutinga, a partir de projeções das áreas com *knickpoints* ao longo das estruturas N-S.

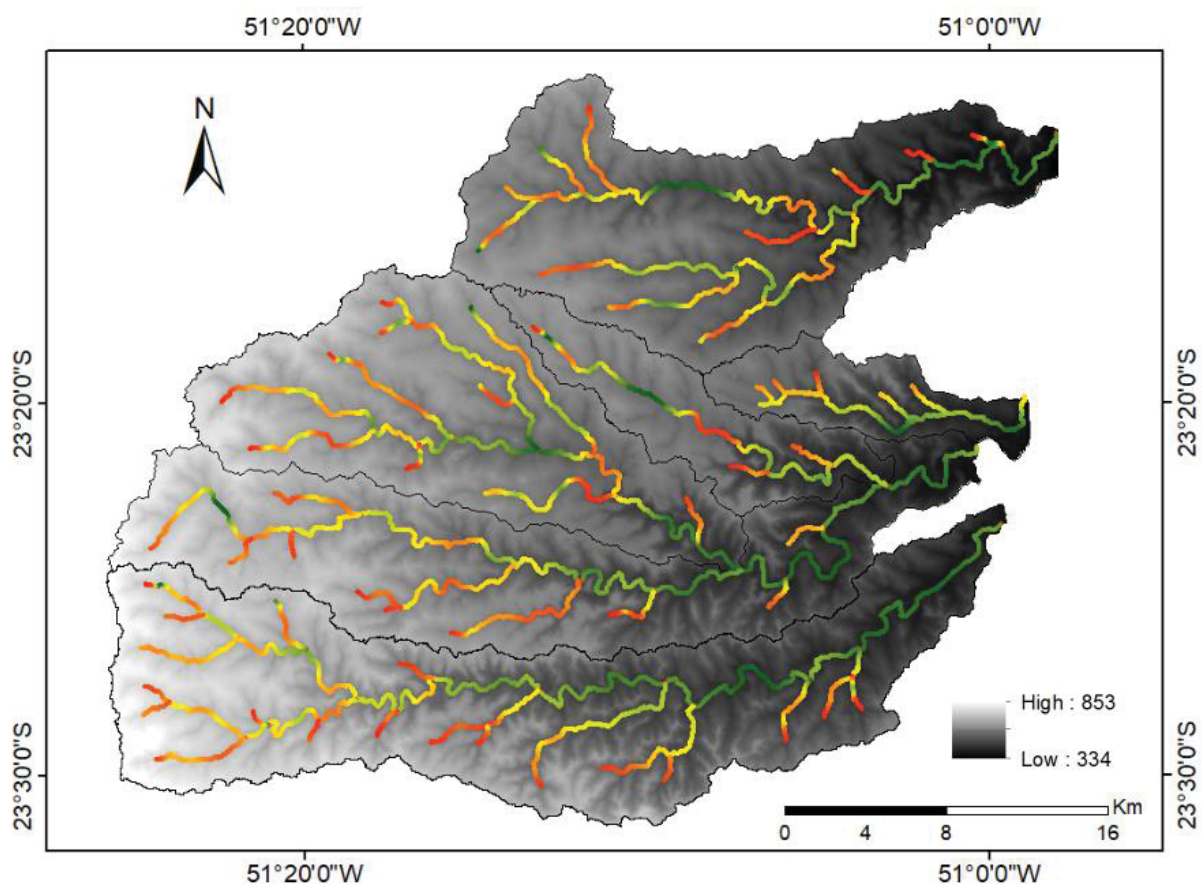


Figura 20 - Mapa de distribuição dos *knickpoints*. Trechos em vermelho indicam áreas com as maiores quedas altimétricas e rupturas de declive, enquanto que tonalidades em verde indicam áreas onde os canais apresentam-se com perfis côncavos e com quedas altimétricas suaves.

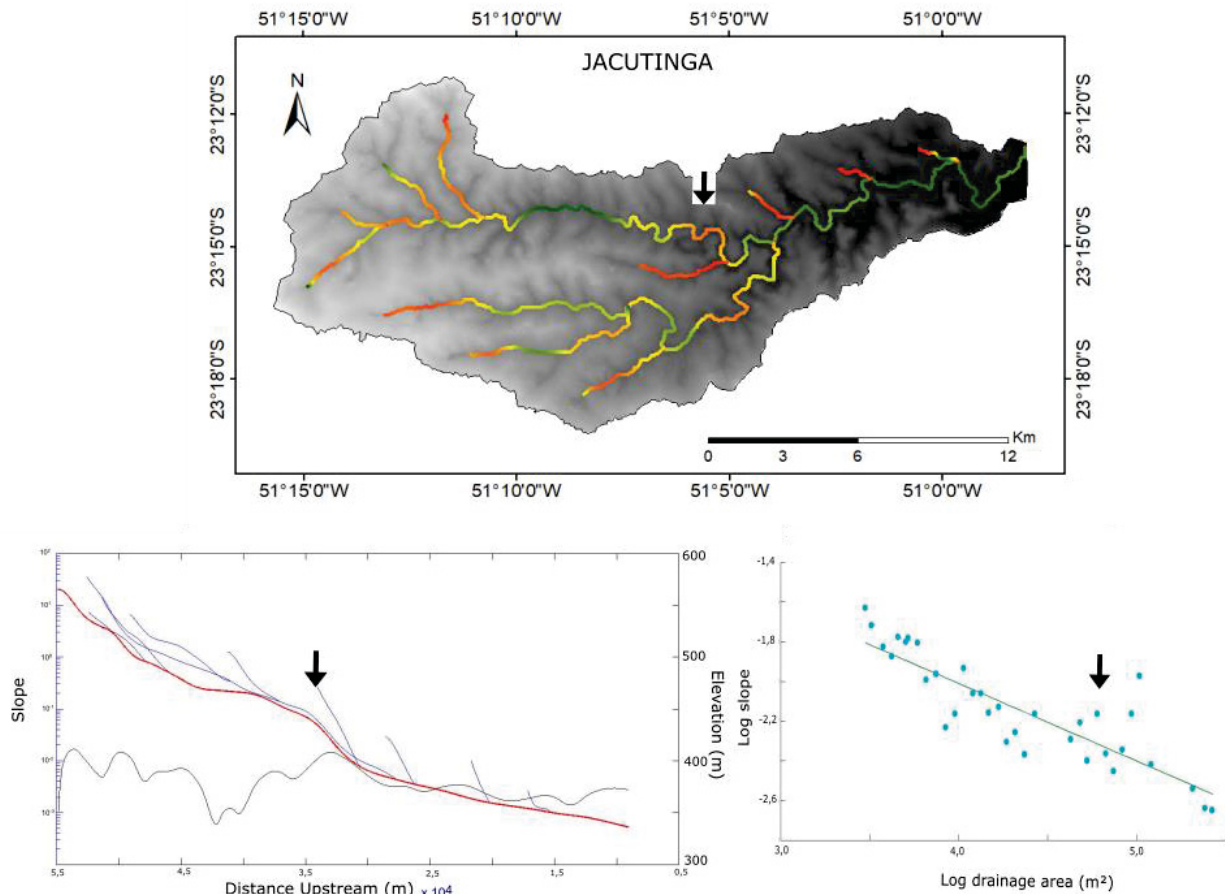


Figura 21 - Distribuição dos *knickpoints*, perfil longitudinal e gráfico de regressão linear do rio Jacutinga.

O perfil longitudinal do rio Limoeiro (figura 22) apresentou-se como o de um canal próximo ao equilíbrio, com predomínio de formas côncavas. Ocorre, porém, após um trecho inicial mais acidentado, próximo à cabeceira, e uma leve estabilização do canal, e uma segmento soerguido, bem delimitado pelos pontos plotados no gráfico de regressão linear. Este soerguimento é encerrado pelo cruzamento entre a direção principal de escarpamento a atingir a área de estudo, de direção N50-60E, e dos lineamentos N-S.

A análise do perfil do rio Três Bocas envolveu a interpretação de seus dois afluentes principais, os rios Cafezal e Cambé (figura 23). O perfil do rio Três Bocas apresentou um trecho inicial acidentado, marcado por sucessivas quedas altimétricas e posteriores estabilizações do canal, antes mesmo da desembocadura dos rios Cambé e Cafezal. Estes apresentaram também trechos mais declivosos nas porções próximas à cabeceira, seguido de breves trechos de canal em equilíbrio. Nas porções médias destes canais, ocorre uma concentração de *knickpoints*, demarcando formas francamente convexas nos perfis, associadas à queda altimétrica que denota o escarpamento de direção N50-60E.

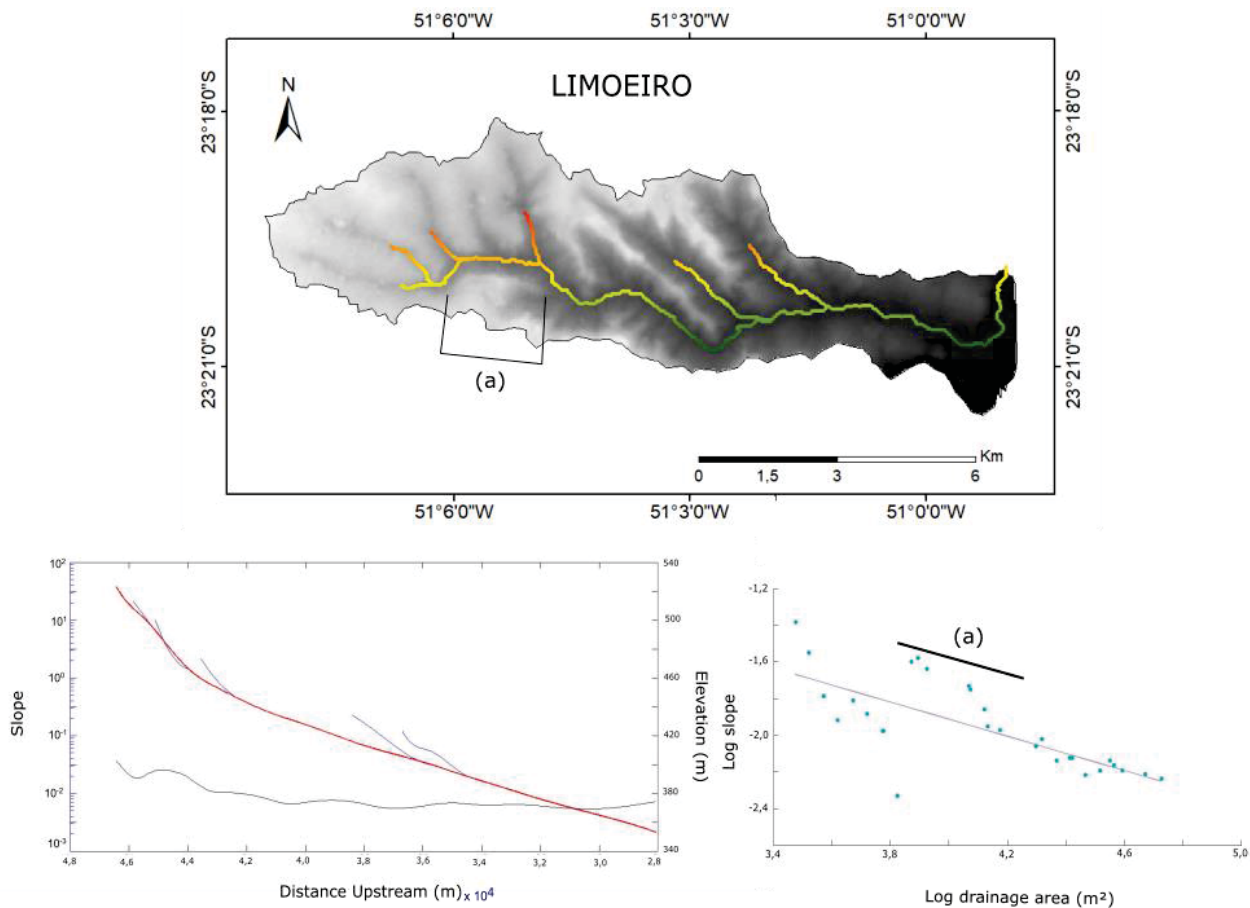


Figura 22 - Distribuição dos *knickpoints*, perfil longitudinal e gráfico de regressão linear do rio Limoeiro.

O perfil longitudinal do rio Apertados apresentou no seu alto curso elevada concentração de *knickpoints*, configurando inclusive *knickzones*, marcando convexidades ao longo do perfil e uma região predominantemente declivosa. A partir do ponto indicado pela flecha na figura 24, ocorre uma última quebra de relevo de importância, em um aparente controle estrutural por lineamentos de direção NW-SE, concordantes à falha de São Jerônimo-Curiúva. Este controle NW estende-se aos afluentes subsequentes do canal principal, a partir da verificação da conexão entre as zonas de concentração *knickpoints* nesta direção. Também é possível verificar a influência de lineamentos NE-SW no controle dos *knickpoints* na bacia do rio Apertados.

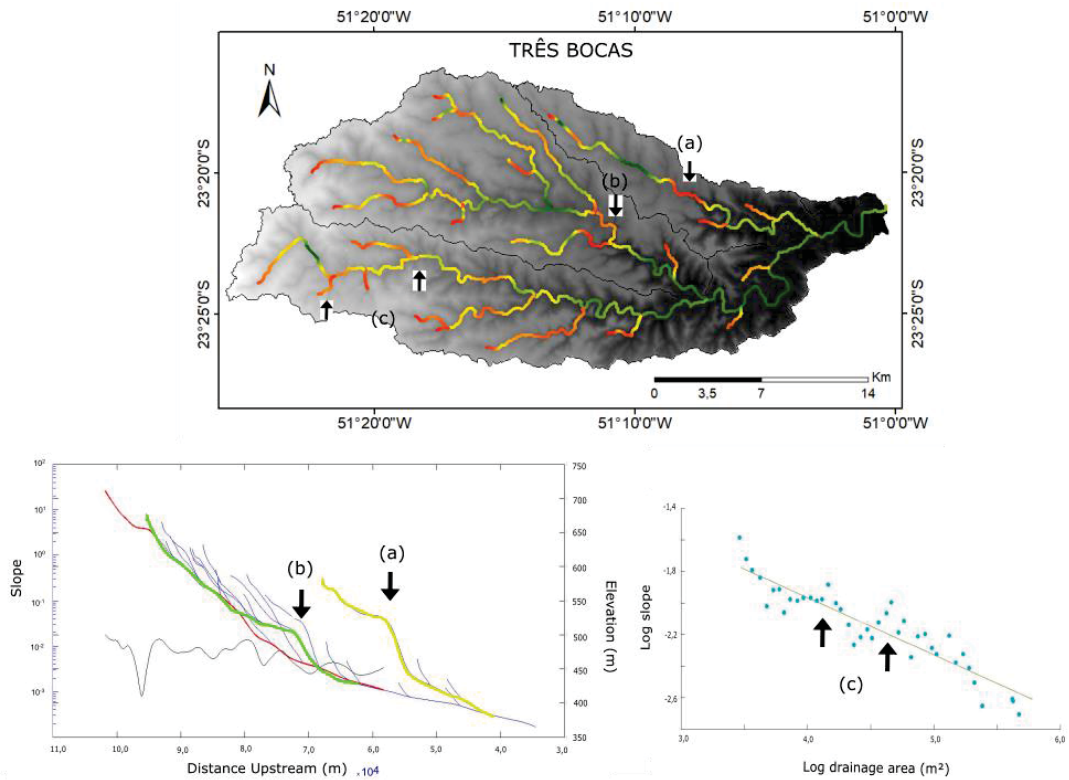


Figura 23 - Distribuição dos *knickpoints*, perfil longitudinal e gráfico de regressão linear do rio Três Bocas e seus afluentes, rio Cafezal (em verde, no perfil) e Cambé (em amarelo, no perfil).

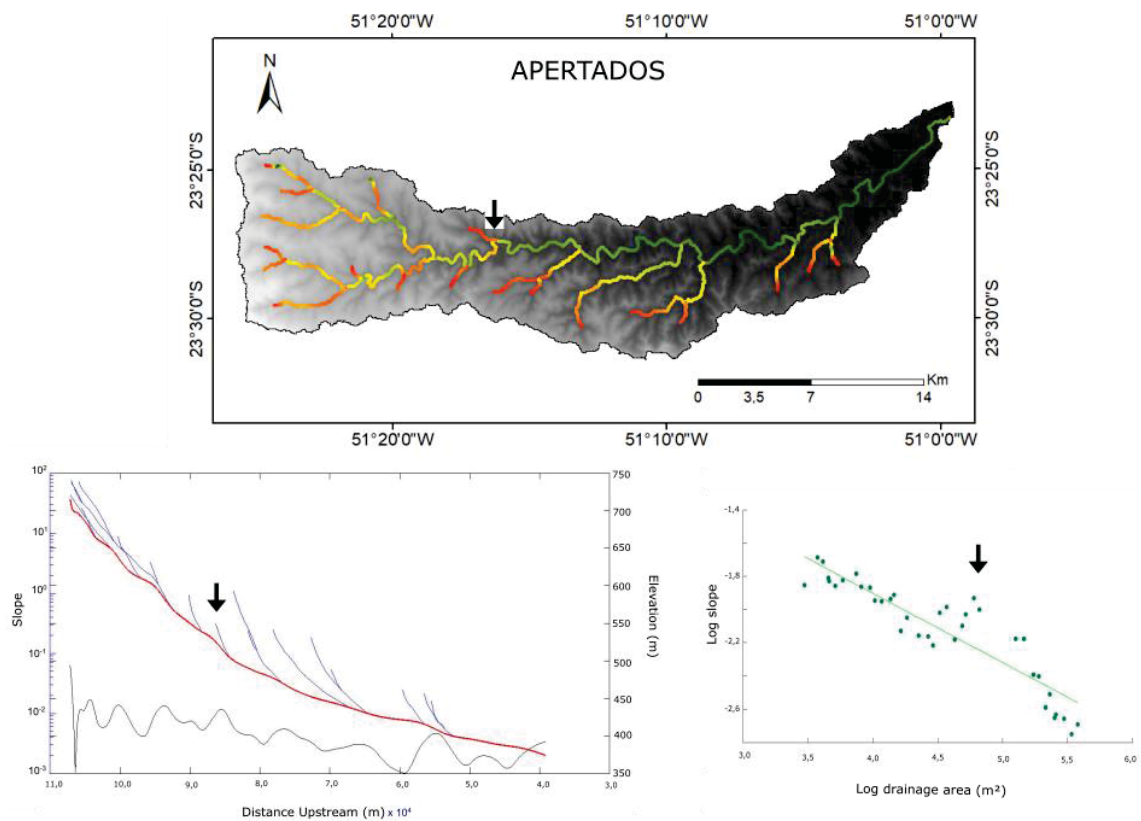


Figura 24 - Distribuição dos *knickpoints*, perfil longitudinal e gráfico de regressão linear do rio Apertados.

5.6. Resultados complementares – análise estrutural de campo

A partir do levantamento de campo, foram obtidas 203 atitudes em planos de falhas, das quais 98% foram classificadas como do sistema transcorrente e/ou direcional oblíquo e 2% do sistema normal (figura 25). Nos planos de 90 falhas transcorrentes foram medidos indicadores cinemáticos, cujos mergulhos, predominantemente horizontais, são também ilustrados na figura 25. Predominaram falhas de direção E-W (ENE-WSW e WNW-ESE), seguidas de falhas NNE-SSW, NW-SE e NE-SW.

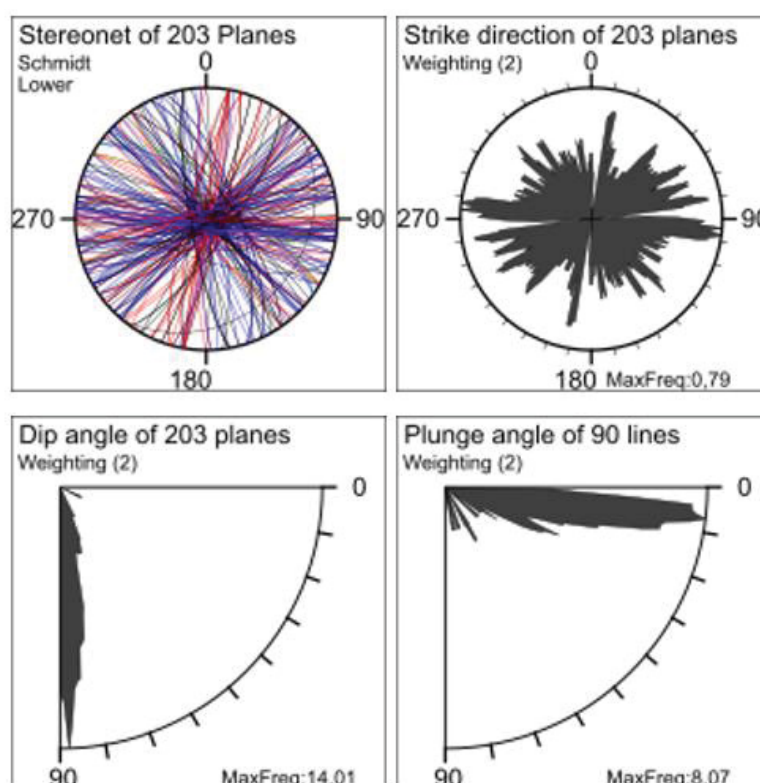


Figura 25 - Estereogramas ilustrando a distribuição azimutal dos duzentos e três planos de falhas medidos durante a etapa de campo. São ilustrados também o mergulhos dos planos e dos indicadores cinemáticos, registrando a quase totalidade de falhas transcorrentes na área de estudo.

As falhas foram descritas como estruturas contínuas, retilíneas a anastomosadas, por vezes exibindo cataclase associada em zonas de dano com espessuras entre 0,2 e 1 metro (figura 26). Os planos de falha apresentaram-se lisos a rugosos, com grande quantidade de indicadores cinemáticos, tais como as estrias de fibras minerais, as fraturas conjugadas, as fraturas em meia-lua, as fraturas em colher e os sulcos como os principais indicadores verificados (figura 27). Os indicadores constituírem ferramentas para a determinação das paleotensões. Os planos de falha comumente apresentam-se preenchidos por minerais como óxidos, calcita e argilominerais.

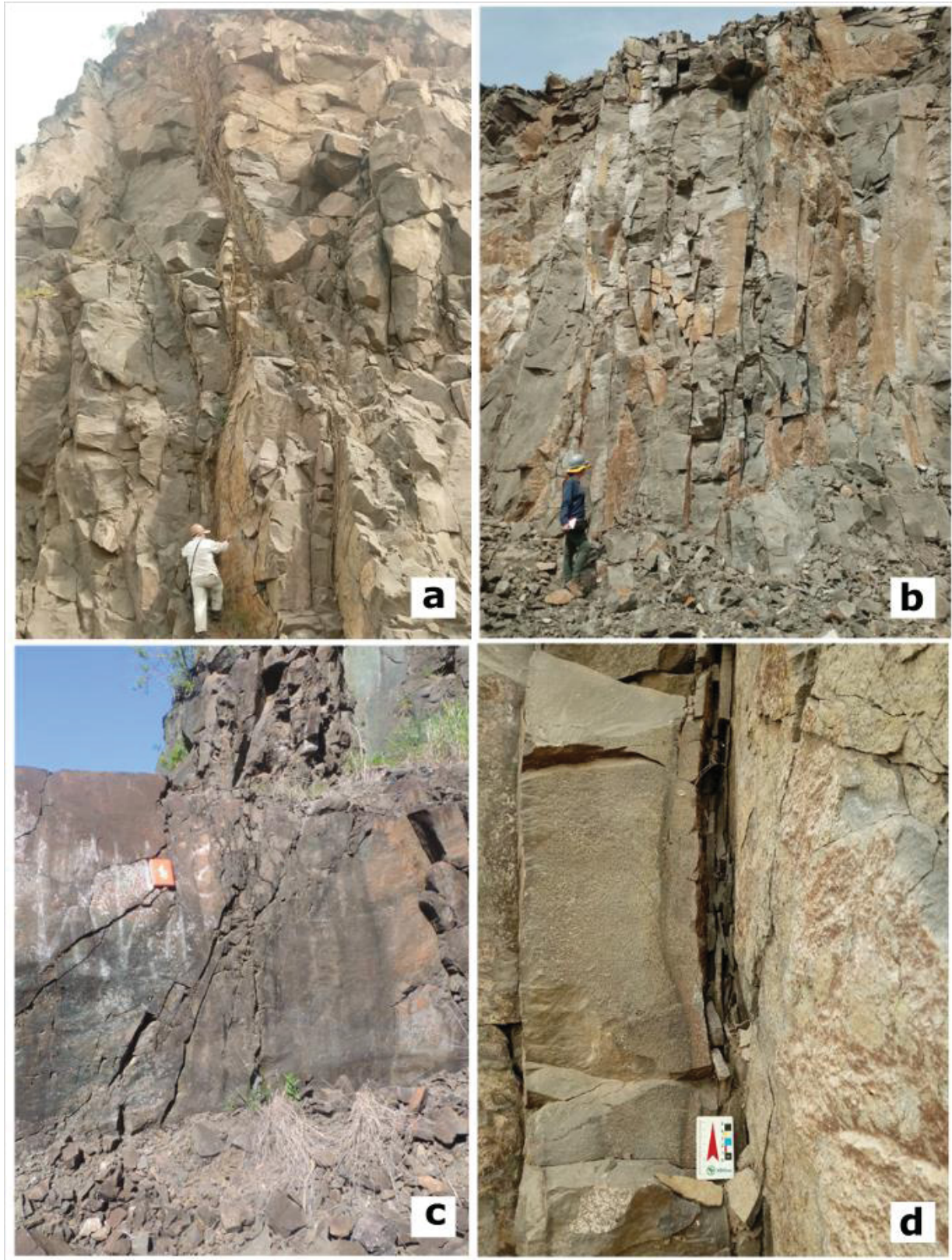


Figura 26 - (a) Falhas conjugadas, formam expressivo plano de falha, anastomosado e com riqueza em indicadores cinemáticos: (Y) N10E e (R) N35E, dextral (ponto 15); (b) Falhas pervasivas e sistemáticas, de direção N75E, dextrais (ponto 15); (c) Falha normal de direção N30W e falha transcorrente sinistral de direção N55W (ponto 7); (d) Detalhe em plano de falha transcorrente retilíneo, com cataclase associada e feição de deformação em “lascas” (ponto 5).

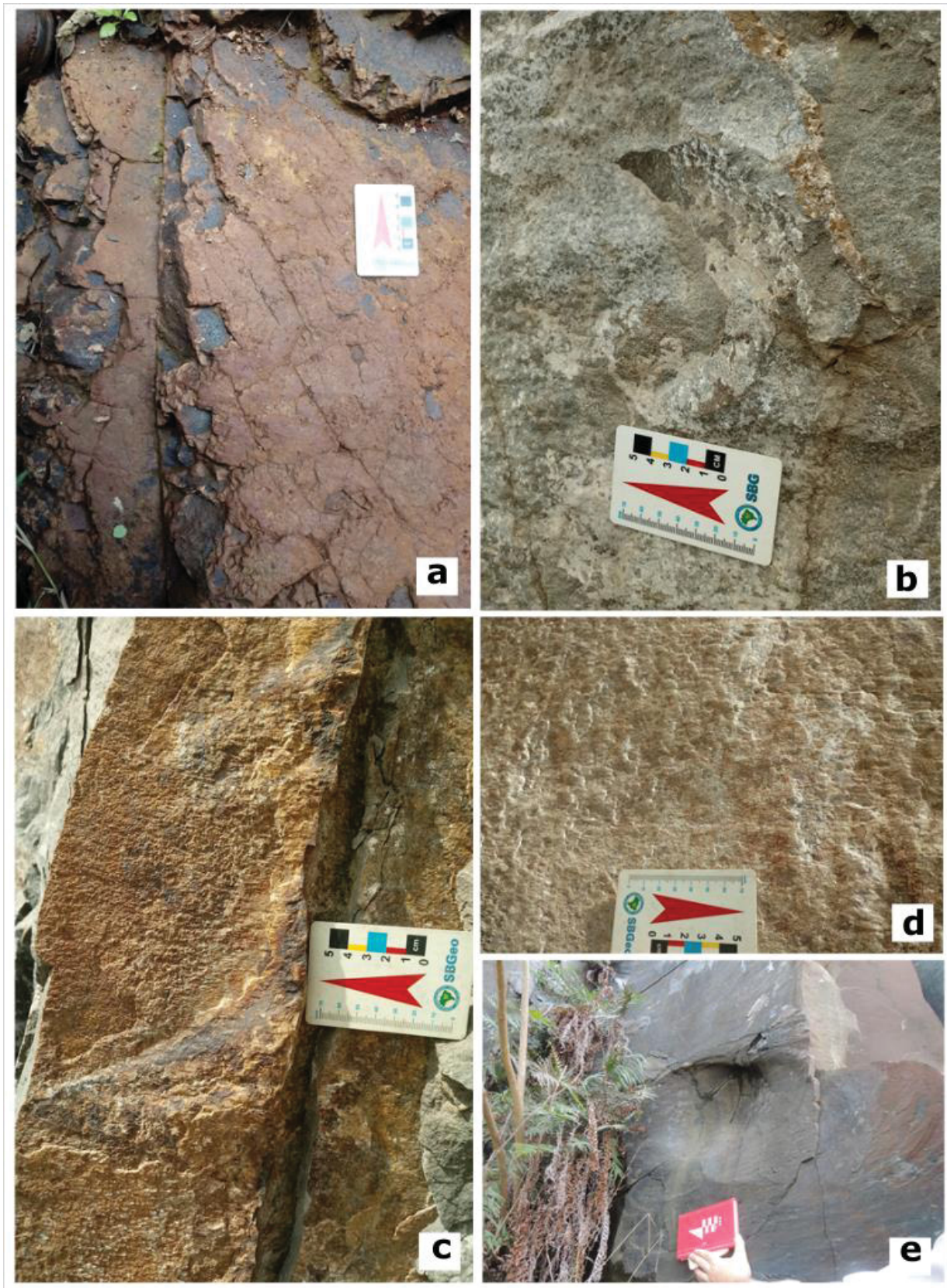


Figura 27 - Indicadores cinemáticos: (a) Parâmetro R, onde as fraturas R, sintéticas, configuram baixa angularidade com a falha principal (Y), e formam os chamados steps incongruentes, ou falsos steps; (b) e (e) estrutura em colher, indicadores cinemático produzido pelo arranque de material no plano de falha durante a movimentação; (c) e (d) Combinação de estrias e steps minerais, produzidos pela cristalização e crescimento mineral durante movimentação em plano de falha. As flechas da escala indicam o sentido do movimento do bloco ausente.

As falhas foram divididas em seis famílias, com relação aos seus azimutes: F1 (N71-90E), F2 (N41-70E), F3 (N16-40E), F4 (N15E-N15W), F5 (N16-40W) e F6 (N41-70W). Esta divisão permitiu uma análise estrutural mais apurada de cada família de falhas, e facilitou a posterior sistematização para a determinação das direções de paleotensão no software WinTensor. A partir das falhas às quais foi possível obter a cinemática do movimento, foi elaborada a tabela a seguir (tabela 3).

Tabela 3 - Sistematização das falhas das quais se obtiveram informações cinemáticas em seus planos, relacionando as famílias de acordo com o azimuth e as informações acerca da natureza e cinemática das estruturas.

FAMÍLIA	DIREÇÃO	TRANSCORRENTE DESTAL	TRANSCORRENTE SINISTRAL	TRANSCORRENTE C/ DUPLO SENTIDO DE MOVIMENTAÇÃO	TRANSCORRENTE C/ COMPONENTE NORMAL	NORMAL
F1	N71-90E / N71-90W	24	24	1	0	0
F2	N41-70E	6	17	4	0	0
F3	N16-40E	8	0	0	0	0
F4	N15E - N15W	9	4	0	0	0
F5	N16-40W	3	8	0	1	0
F6	N41-70W	5	8	1	0	2

Pode-se perceber a predominância estatística das falhas transcorrentes da família F1, estas que se apresentaram em igual número quanto a falhas sinistrais e dextrais, indicando reativações de falhas nesta direção. As falhas da família F2, em sua maioria transcorrências sinistrais, indicaram a maior quantidade de estruturas com duplo sentido de cinemática, com ocorrência na mesma estrutura do binário dextral-sinistral, indicando reativações destas estruturas. Quanto às famílias F3 e F4, predominaram falhas transcorrentes dextrais. Já quanto às famílias F5 e F6, predominaram verificações em campo indicando transcorrências sinistrais. As falhas normais e transcorrentes-normais também pertencem a estas últimas famílias (F5 e F6), indicando direções estruturais onde ocorreu alívio, havendo evidências de transtensão.

Relações de corte descritas em campo, permitiram verificar que as falhas de direções E-W e NW-SE seriam estruturas mais jovens do que as de direção NE, ao seccionarem e deslocarem porções das falhas NE.

As análises cinemática e dinâmica permitiram interpretar três campos de paleotensão nas rochas da região de estudo, com posicionamento de σ_1 a: (a) N25E, (b) N20W e (c) N75E-N75W. Os eixos médios dos campos de paleotensão foram definidos em cinco pontos

de campo (figura 28), com base na sistematização e análise dos dados de falhas e informações cinemáticas no *software* WinTensor, que utiliza o método dos diedros retos para a rotina de seus cálculos.

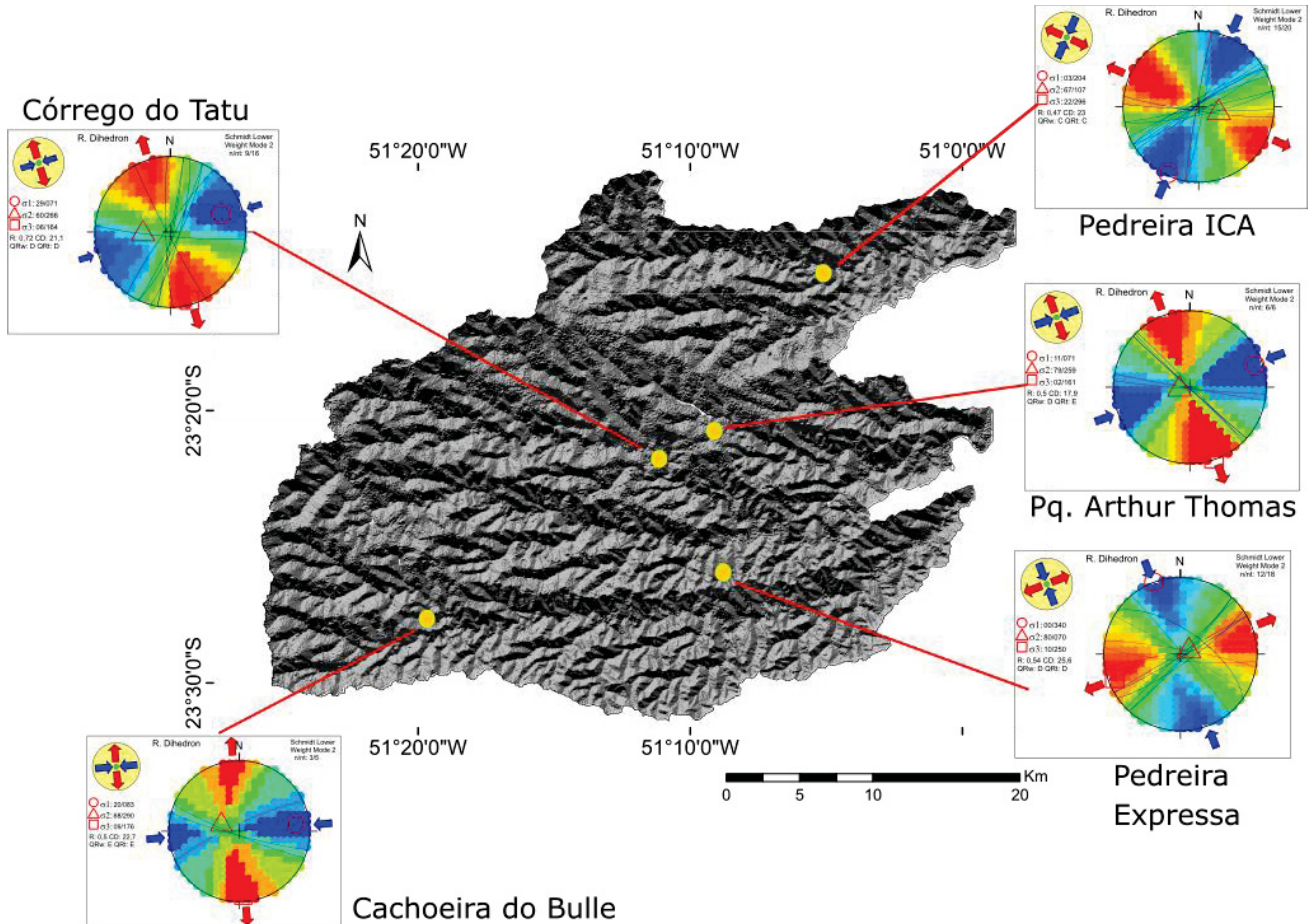


Figura 28 – Direções de paleotensão determinadas pelo método dos Diedros Retos em cinco pontos de campo na área de estudo.

A atuação do campo de paleotensão N25E seria responsável pela ativação dextral das falhas da família F4 e sinistral das falhas F3. A direção de paleotensão N75E, por sua vez, estaria relacionada à ativação das falhas da família F2, de maneira dextral, e das famílias de falhas F1 e F5, de modo sinistral. Por fim, a posição de um eixo médio de paleotensão N20W estaria relacionada à movimentação dextral de F5, e sinistral, de F3 e F4.

CAPÍTULO 6: Discussão

A análise do relevo revelou uma paisagem levemente ondulada, com dissecação média e caimento do relevo para leste e nordeste, seguindo as vertentes naturais do rio Tibagi. Os topos e vales apresentaram-se alinhados predominantemente nas direções E-W e NW-SE, ocorrendo importante escarpamento na direção N50-60E. A escarpa é marcada por uma zona com incrementos na declividade e por rupturas nos canais dos rios Limoeiro, Cambé, Cafezal, Três Bocas e Apertados (e afluentes). A leste e sudeste da zona escarpada foi verificada uma zona mais intensamente dissecada, com aprofundamento dos canais, bem como incrementos na sinuosidade, o que está associado a quedas na energia fluvial no bloco baixo da escarpa (Keller e Pinter, 2002). No bloco alto da escarpa, à oeste e noroeste, verificou-se uma superfície mais elevada e aplainada, com a ocorrência de canais retilíneos, encaixados em fraturas e falhas do embasamento basáltico.

A escarpa N50-60E apresentou a direção de importante estruturação do embasamento pré-cambriano da Bacia do Paraná. A direção é correlacionável à Falha de Guaxupé, mapeada a cerca de 30 quilômetros a sudeste da área de estudo (Zalán *et al.*, 1990). Em campo, as falhas desta direção apresentaram-se como estruturas transcorrentes e predominantemente sinistrais, embora com ocorrências dextrais e inclusive indicativos de reativação do binário dextral-sinistral em alguns planos. Trata-se de estruturas mais antigas do que as de direção NW-SE e E-W, constatado pela verificação em campo de relações de corte entre planos de falha. A ausência de falhas normais e estruturas transtensivas ao longo da direção da escarpa, combinada à análise de sua morfologia, indicam ser um escarpamento mais antigo já dissecado, tendo iniciado por reativações ao longo da Falha de Guaxupé e estruturas subsidiárias, consideradas zonas com maior mobilidade à escala da Bacia do Paraná (Soares *et al.*, 1982), e evoluído a partir de então como uma escarpa erosiva.

Outra direção estrutural importante na área foram lineamentos de direção N40-55W. Esta direção corresponde ao Arco de Ponta Grossa, que na área de estudo é representado pelo seu segmento mais setentrional, a falha São Jerônimo-Curiúva, que atravessa as regiões de cabeceira dos rios Apertados e Três Bocas. Os lineamentos nesta direção dissecam as estruturas remanescentes da escarpa N50-60E, e exercem controle sob a rede de drenagem em geral, a partir de inflexões anômalas e paralelismos entre canais e interflúvios. A bacia do rio Cambé, a mais sismogênica no período considerado, está

encaixada em um vale de direção N55W, diferenciando-se das outras, que têm uma direção mais próxima do eixo E-W.

As falhas de direção NW foram descritas predominantemente como transcorrências sinistrais, embora ocorram também as dextrais, além de poucas falhas normais. As falhas transcorrentes com componente normal e as puramente normais concentraram-se nas direções N25-35W e N55-65W, e em campo configuraram estruturas em flor negativa. As falhas com componente normal, associadas ao controle transcorrente da área, permitem definir um arranjo estrutural transtensivo na área de estudo.

Os lineamentos de direção E-W (ENE-WSW, ESE-WNW) foram os mais representativos no traçado sobre o modelo digital de elevação. São estruturas que correspondem à direção Paranapanema (Soares et al., 1991), como o lineamento São Sebastião, que é mapeado a cerca de 20 quilômetros do sul da área de estudo. As falhas nesta direção são estruturas tênues, reconhecidas no Quaternário na Bacia do Paraná (Bartorelli, 2004; Soares et al., 2007). Configuram os vales e interflúvios dos canais principais analisados, em um marcado paralelismo. Em campo, as falhas de direção E-W foram as mais representativas estatisticamente, correspondendo às transcorrências sinistrais e dextrais. Foram descritas como zonas falhadas paralelizadas e retilíneas, com baixos espaçamentos entre os planos.

O *trend* N-S (NNW-SSE, NNE-SSW) é o menos representativo no traçado de lineamentos de relevo. Porém, verificou-se que estes lineamentos exercem controle no rearranjo da rede de drenagem nas bacias analisadas condicionando paralelismos, inflexões bruscas e processos de captura dos canais. Uma das capturas que mais chama a atenção é a do rio Lindóia pelo rio Jacutinga (figura 29), ao norte da área, processada por uma falha de direção N-S em direção à migração preferencial dos canais para norte na bacia, além de capturas sucessivas ao longo do canal dos rios Apertados e Três Bocas, que também ocorrem ao longo desta direção N-S. As falhas do *trend* N-S foram descritas como estruturas transcorrentes predominantemente dextrais, embora com ocorrências de falhas sinistrais, em menor número.

A análise geomórfica das bacias de drenagem permitiu verificar assimetrias dos canais principais (figura 30), parâmetro utilizado para indicar processos de basculamento tectônico (Ahmad et al., 2018). As bacias Três Bocas e Apertados foram as que apresentaram maiores valores do fator de assimetria (AF) (Hare e Gardner, 1985), seguidas pelas bacias Limoeiro, Jacutinga, Cafezal e Cambé, esta última a mais simétrica segundo este parâmetro.

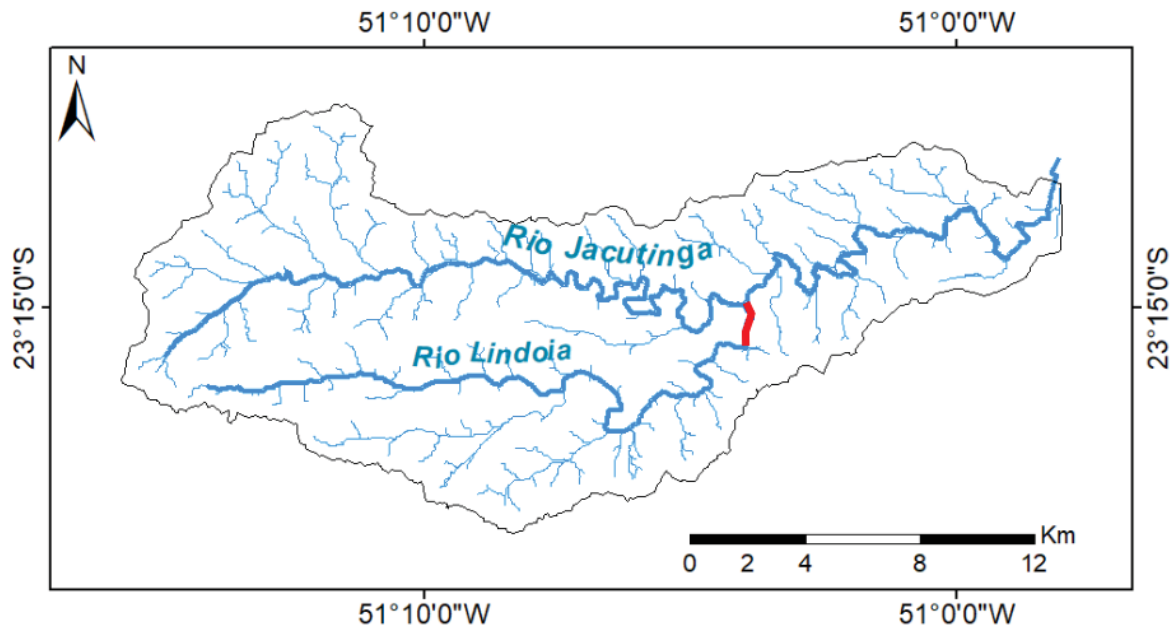


Figura 29 - Captura de drenagem na bacia do rio Jacutinga (traçado vermelho): rio Lindoia é capturado por uma falha de direção N-S.

A migração do canal em direção à borda da bacia, entretanto, não foi um processo uniforme e, muito pelo contrário, a análise do fator de simetria de topografia transversa (T) (Cox, 1994) permitiu verificar as áreas preferencialmente basculadas considerando cada bacia. No geral, dentre as seis bacias analisadas, observou-se maiores valores de assimetria nas porções de alto e médio curso, diminuindo os valores de T conforme se aproximava da desembocadura dos canais.

A bacia do rio Apertados revelou-se assimétrica para norte, desde seu alto até o médio curso. A bacia Três Bocas registrou os valores mais assimétricos em porções do médio curso, com assimetrias para sul. As bacias dos rios Cafezal e Cambé, com baixos a nulos valores do fator de simetria de topografia transversa, também apresentaram assimetria para sul, acompanhando o basculamento geral da bacia do rio Três Bocas. Também registrou basculamento para sul a bacia do rio Limoeiro, com elevado valor de T próximo à nascente e valores indicando maior simetria gradativamente em direção à foz do canal principal. A bacia do rio Jacutinga, após apresentar pouco basculamento na sessão inicial da bacia, registrou incrementos no fator T em porções de seu médio curso, até diminuir novamente os valores de simetria de topografia transversa, em direção à desembocadura do canal principal no rio Tibagi.

As variações, ora para norte, ora para sul, dos fatores de assimetria das bacias analisadas indicaram variações nas direções de basculamento e estão associadas à

diferentes respostas aos esforços tectônicos. Os resultados de assimetria de bacias, associados aos dados rúpteis de campo, indicam que o substrato das bacias apresenta uma geometria em blocos limitados por falhas que bascularam para direções diferentes, em um arranjo transtensivo com falhas de natureza direcional associadas às falhas normais. A migração dos canais principais em direção à borda das bacias pode ter sido motivada por movimentos rotativos nas falhas do substrato, que culminaram ao rearranjo dos blocos após transtensão.

Propõe-se um arranjo de um bloco norte, basculado para norte, outro bloco central, basculado para sul, e um terceiro bloco, a sul, basculado novamente para norte (figura 31). Os blocos exibiriam uma geometria “em degraus” e seriam limitados por transcorrências associadas a movimentos transtensivo nas direções E-W e WNW-ESE. Os blocos mais a norte, composto pela bacia do rio Jacutinga e mais a sul pela bacia Apertados, estariam basculados seguindo as vertentes naturais do rio Tibagi, de modo a acompanhar a geomorfologia regional. Já o bloco central, basculado para sul e composto pelas bacias Três Bocas, Cafezal, Cambé e Limoeiro, estaria em situação discordante do basculamento regional, indicando um processo de rotação no sentido oposto.

Os valores da razão de alongação das bacias (E_b) (Schumm, 1956) demonstraram formas circulares para as bacias analisadas, à exceção das bacias Apertados e Limoeiro, que se mostraram alongadas com valores de E_b inferiores a 0,7 (Strahler, 1964). Bacias alongadas seriam feições mais recentes do que as de forma circular, relacionando-se a áreas com escarpamentos ativos (Burbank e Anderson, 2011). As duas bacias, portanto, evidenciariam processos de escarpamento em suas porções de borda, o que complementa a possibilidade de estarem havendo abatimentos relacionados à transtensão no limite entre os diferentes blocos do relevo, sob as direções NW-SE e WNW-ESE.

A bacia Limoeiro, além de representar formato alongado, também se destacou nos resultados quanto a outro índice geomórfico: a integral hipsométrica (H_i). O valor calculado foi de 0,46, o mais alto entre as seis bacias hidrográficas analisadas. Porém, segundo El Hamdouni et al. (2008) não seria um valor representativo de incisão fluvial recente ($H_i > 0,5$). Altos valores de H_i resultariam em formas convexas da curva hipsométrica (Hamdouni et al., 2008), porém, ao analisar as curvas hipsométricas das bacias, não foi verificada a correspondência esperada entre valores da integral e forma das curvas. A bacia Cambé, por exemplo, foi a que apresentou a convexidade mais explícita na análise da curva hipsométrica, o que provavelmente está relacionada às rupturas altimétricas em função da

escarpa de direção N50-60E. O valor calculado do Hi da bacia, entretanto, foi o mais baixo dentre as bacias analisadas.

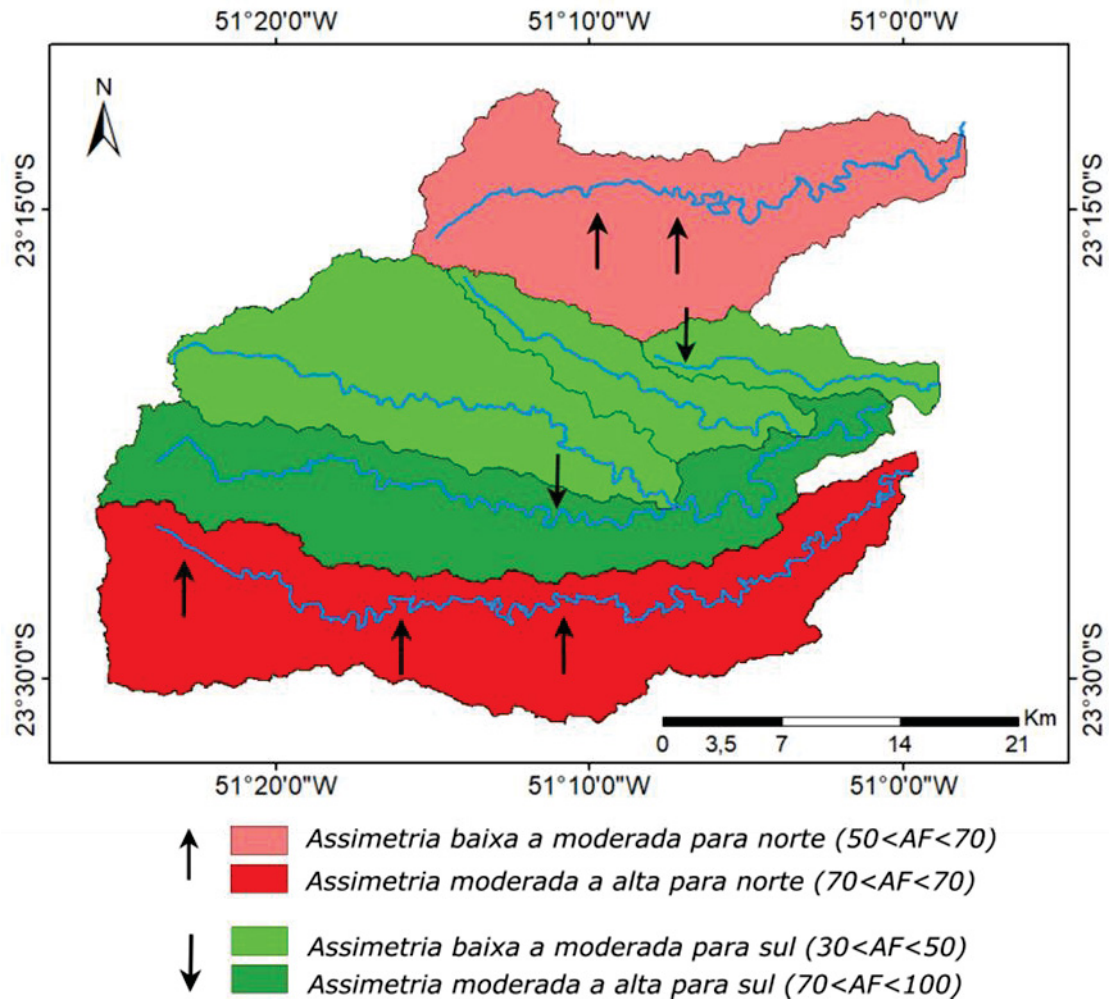


Figura 30 - Mapa esquemático representativo dos basculamentos das bacias de drenagem: as tonalidades vermelhas indicam basculamento para norte, e as em verde, para sul, levando em consideração os valores de AF; as flechas indicam as seções em cada bacia associadas a assimetrias mais acentuadas ($T > 0,50$).

A análise dos perfis longitudinais dos rios, em conjunto com o mapa de distribuição de *knickpoints* e os gráficos de regressão linear, enriqueceram a discussão a respeito da evolução morfogenética em Londrina. Os canais dos rios principais apresentaram-se como transientes (Kirby e Whipple, 2012), em estágio de reestabelecimento de seus perfis de equilíbrio. Nas regiões próximas às cabeceiras ocorreram concentrações de *knickpoints*, relacionados a instabilidades morfológicas naturais geradas por erosão remontante.

A zona escarpada de direção N50-60E foi verificada nos perfis longitudinais e mapa de distribuição dos *knickpoints* dos rios Limoeiro, Cambé, Cafezal, Três Bocas e Apertados. Esta direção controlou as convexidades nos perfis longitudinais destes rios, bem como instaurou rupturas nos canais, bem marcadas no mapa de *knickpoints*. No rio Jacutinga, as

quebras altimétricas mostraram-se diretamente relacionadas à estruturação das falhas de direção N-S, combinadas com as do *trend* NE-SW.

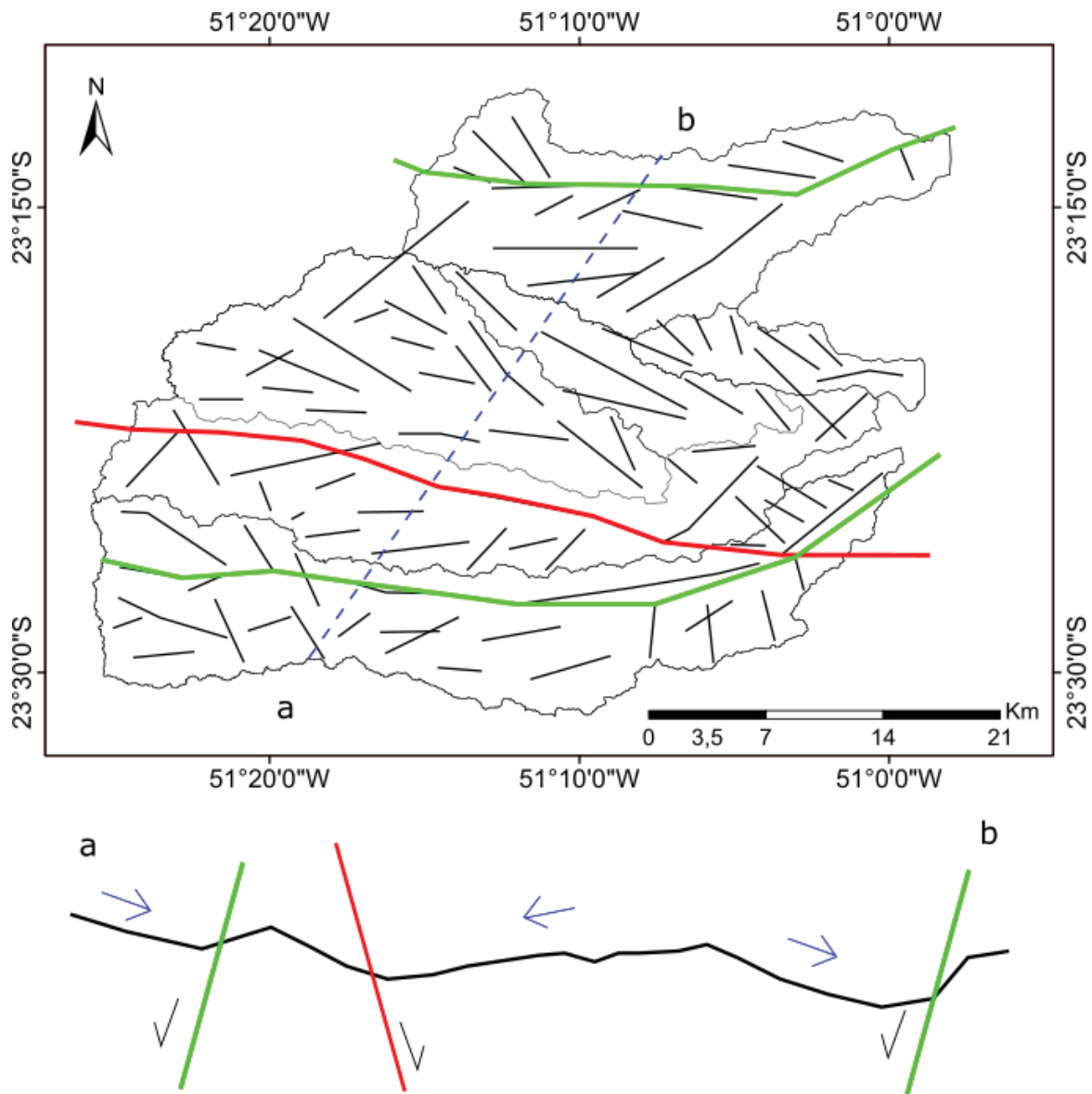


Figura 31 - Esquema representativo dos blocos basculados para sul (vermelho) e norte (verde), a partir de movimento transtensivo na borda dos blocos; as flechas em azul representam a migração dos canais, em direção à porção abatida do bloco, caracterizando a assimetria de drenagem. Os mergulhos das falhas transcorrentes, bem como a cinemática envolvida, não puderam ser verificados e são meramente ilustrativos.

Os *knickpoints* são gerados em resposta a perturbações nos canais dos rios e migram em direção às cabeceiras, de modo a reestabelecer o equilíbrio entre erosão e deposição do canal como um todo (Kirby e Whipple, 2012). São definidos dois tipos morfológicos de *knickpoints* (Haviv *et al.*, 2010), em função dos gráficos de regressão linear que relacionam *log area* x *log slope*. Os *knickpoints* do tipo *vertical-step* são geralmente ancorados no espaço, em função da localização de alguma litologia mais resistente, ou estruturação pré-

existente. Já os do tipo *slope-break* caracterizam, além de quebras ancoradas no espaço são também ancoradas no tempo, associando-se a esforços tectônicos que reativam estruturas em pulsos recorrentes (Kirby e Whipple, 2012).

A análise dos *knickpoints* e gráficos de regressão linear permitiu verificar os tipos morfológicos *vertical-step*, nos perfis dos rios Apertados, Três Bocas, Cafezal, Cambé e Jacutinga. Estas rupturas de relevo seriam aquelas ancoradas no espaço, e considerando a homogeneidade litológica da área, representariam alguma estrutura pré-existente, como é o caso do escarpamento que condiciona uma série de rupturas nos canais Apertados, Três Bocas, Cafezal e Cambé, ou das estruturas de direção N-S, no caso do rio Jacutinga.

O perfil do rio Limoeiro, entretanto, apresenta uma região soerguida, próxima à cabeceira, que é formada por *knickpoints* do tipo *slope-break*. Embora a estrutura que controle as rupturas no canal seja a antiga escarpa de direção NE combinada a uma série de lineamentos N-S, como na maioria das bacias analisadas, neste caso a quebra dos pontos plotados no gráfico de regressão linear permite adicionar um condicionante ancorado no tempo à gênese dos *knickpoints*. Estes indicam um controle por reativação tectônica (Kirby e Whipple, 2012), que teriam perturbado e modificado o equilíbrio do canal principal.

Os resultados das análises de paleotensão revelaram as principais direções de paleotensores, ao se processar as combinações entre famílias de falhas verificadas em campo, a partir do método dos diedros retos (Angelier e Mechler, 1976) e de análise cuidadosa dos planos falhados, com atenção à identificação dos indicadores cinemáticos nos planos falhados. Foram verificadas três direções mais representativas, representadas pelos eixos de tensão (σ_1): N30E, N20W e N75E. Estas direções de paleotensão corresponderiam aos diferentes pulsos tectônicos propostos, visto que um único evento deformador não teria possibilidade de gerar o arranjo espacial das estruturas, com a cinemática observada na área.

O eixo de paleotensão NE estaria relacionado à ativação de falhas transcorrentes dextrais de direção N-S (e NNE-SSW) e sinistrais de direção N40-60E. Foi verificado ao norte da área, na bacia do Jacutinga próximo à desembocadura capturada do rio Lindoia no rio Jacutinga. Este pulso teria sido responsável pelas reativações nas falhas NE, como a de Guaxupé e estruturas subsidiárias, que culminaram no início da formação da escarpa N50-60E, feição bem marcada nos perfis dos rios do bloco central e sul da área de estudo, embora já evoluída em função da erosão subsequente. A direção de paleotensão N30E também estaria atrelada geneticamente às estruturas N-S, que controlam as rupturas de declive e capturas na bacia do rio Jacutinga.

O eixo de paleotensão N20W foi verificado no sudeste da área, na bacia do rio Três Bocas, próximo ao limite com a bacia Apertados. Esta direção de paleotensão está relacionada com a ativação dextral das falhas transcorrentes N40-55W, estruturas ligadas ao Arco de Ponta Grossa, como a falha de São Jerônimo-Curiúva e falhas NW paralelas à mesma. O pulso compressivo NNW teria sido responsável, portanto, pelas reativações na estruturação NW do embasamento, que acabou por dissecar a escarpa pré-existente de direção NE-SW, a partir da direção NW-SE.

Já a direção de paleotensão verificada a N75E foi verificada no bloco central, nas bacias Cambé e Cafezal, e no bloco sul, na bacia do rio Apertados. Estaria atrelada reativações dextrais das falhas transcorrentes NE-SW e sinistrais, nas falhas NW. As falhas E-W, podem verificar variações na ativação do binário dextral-sinistral: falhas ENE-WSW ativariam de modo sinistral sob a atuação da paleotensão N75E, ao contrário do que aconteceria com as falhas WNW-ESSE, que denotariam cinemática dextral. Este pulso seria a responsável pelos escarpamentos ao longo de falhas transcorrentes de direção próxima ao eixo E-W, que delimitam grande parte das bacias analisadas e também os blocos basculados tectonicamente. Arranjos espaciais entre os esforços e estruturas pré-existentes podem ter sido os responsáveis pelas situações transtensivas que culminaram com rotações e basculamentos ao longo desta direção.

A hierarquia temporal entre os pulsos compressivos não pode ser verificada de maneira exata, em função da ausência de dados de campo, como colúvios falhados, e de datação absoluta. O estabelecimento de uma cronologia relativa aos eventos, porém, pode ser realizado a partir de correlações com pesquisas anteriores que abordaram e, em alguns casos, inclusive dataram, os eventos de deformação rúptil pós-cretáceos, ocorridos no sul e sudeste brasileiro.

O pulso N30E teria sido o primeiro dentre os eventos identificados, reativando falhas transcorrentes N-S, dextrais, e NE-SW, sinistrais, dando início à formação da escarpa N50-60E. O evento compressivo na direção NE já fora descrito por Strugale *et al.* (2007), na região do Arco de Ponta Grossa, e Jacques *et al.* (2014), na borda leste da Bacia do Paraná (SC), tendo ocorrido entre o Neocretáceo e o Paleógeno. Riccomini (1995), no Maciço de Cananeia (SP), verificou a atuação de um tensor σ_1 NE-SW no Paleógeno (Eoceno), associado à tectônica inicial formadora das bacias rifte do RCSB. Mais recentemente Peyerl *et al.* (2018) e Santos *et al.* (2018), no platô basáltico da PIP nas regiões de Guarapuava (PR) e Chapecó (SC), também consideram tal evento de compressão máxima em NE no Paleógeno.

Posteriormente, teria atuado um segundo pulso compressivo, de direção N20W, responsável pela reativação das falhas transcorrentes do Arco de Ponta Grossa (N40-55W) de modo dextral. Esta direção de paleotensão está associada ao tensor compressivo verificado na Bacia de Curitiba (Chavez-Kuz e Salamuni, 2008), e em outras regiões do planalto basáltico (Peyerl, *et al.*, 2018; Santos *et al.*, 2018), responsável por ativar de maneira sinistral as transcorrências N-S e dextral as transcorrências NW-SE. O pulso teria sido atuante no Plio-Pleistoceno.

Por último, na construção do quadro de pulsos tectônicos propostos para a região de Londrina (figura 32), teria atuado uma paleotensão compressiva na direção N75E, responsável por ativar o binário dextral-sinistral nas falhas transcorrentes de direção WNW-ESE e ENE-WSW. Este pulso seria o responsável por ativar os processos de escarpamentos nas bordas das bacias limitadas por falhas de direção E-W, que controlam os basculamentos dos blocos em degrau. Esta direção de paleotensão foi verificada por Riccomini (1995), Salvador e Riccomini (1995), Salamuni (1998, 2004) e caracterizada como atuante no Holoceno. Foi verificada também nos trabalhos de Peyerl *et al.* (2018) e Santos *et al.* (2018) nas rochas da PIP. De acordo com Assumpção *et al.* (2016) esta direção de paleotensão compreende ao atual campo de tensão à qual está sujeita a plataforma brasileira, em função da interação de esforços entre as placas Sul Americana e de Nazca, variando próxima ao eixo E-W.

Foi proposto, portanto, o modelo morfotectônico da região de Londrina (figura 33), a partir da combinação entre os dados geológicos de campo, os lineamentos de relevo traçados no modelo digital de elevação e as análises geomórficas das bacias e canais principais. Verificou-se que os epicentros dos sismos registrados ocorrem preferencialmente nas bacias Cambé e Cafezal, associados aos lineamentos NW-SE.

PULSO (SH máx)	DIAGRAMA DE PALEOTENSÃO	PERÍODO	REFERÊNCIAS
N75E		Holoceno	Riccomini (1995); Salvador e Riccomini (1995); Salamuni (1998, 2004); Peyerl et al. (2018); Santos et al. (2018)
N20W		Plio-Pleistoceno	Chavez-Kuz e Salamuni (2008); Peyerl et al. (2018); Santos et al. (2018)
N30E		Neocretáceo - Paleógeno	Riccomini (1995); Riccomini e Salvador (1998); Strugale et al. (2007); Jacques et al. (2014); Peyerl et al. (2018); Santos et al. (2018)

Figura 32 - Quadro de pulsos tectônicos propostos para a região de Londrina, a partir do Cretáceo.

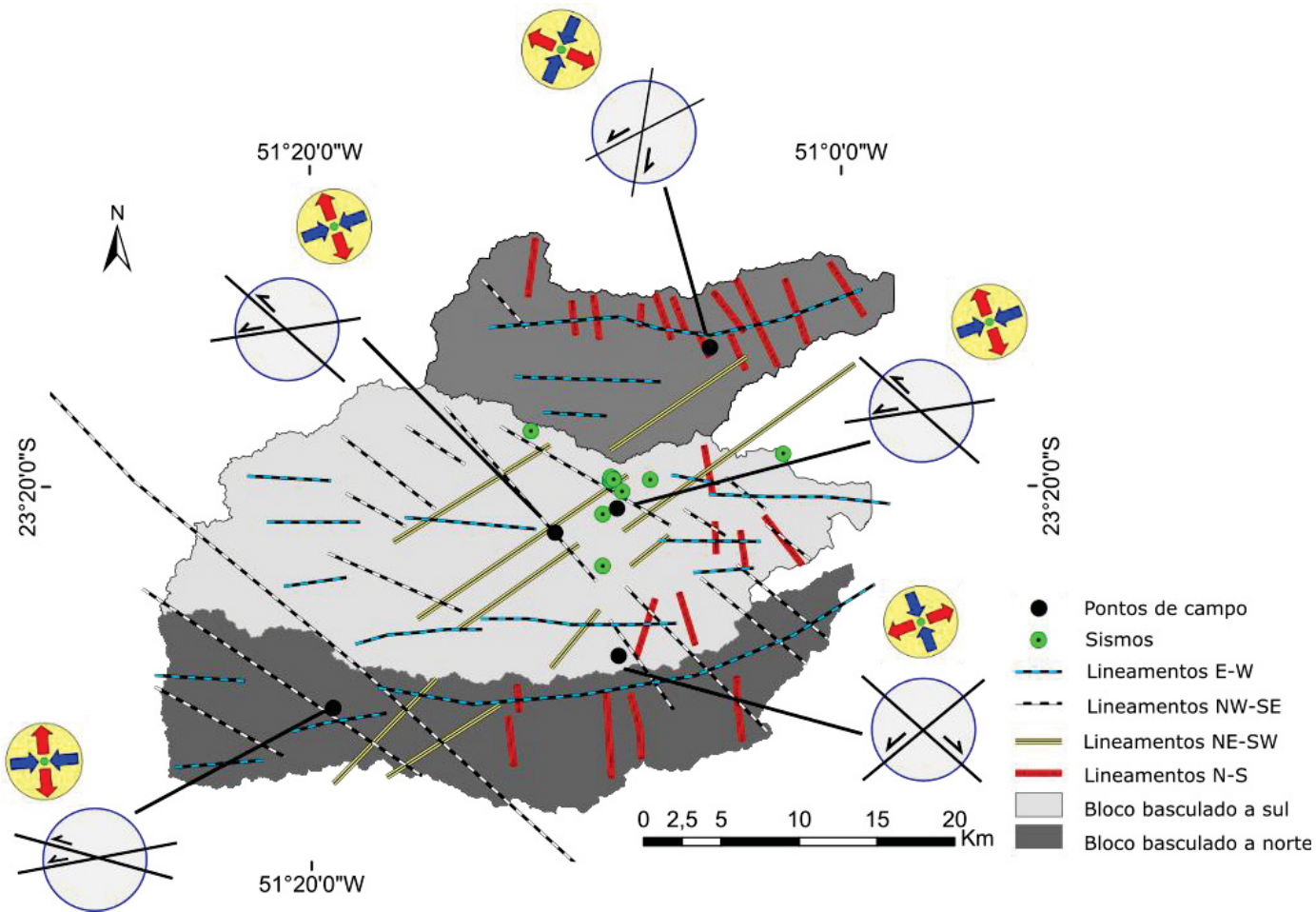


Figura 33 - Modelo morfo-tectônico proposto para a área de estudo, com a localização dos sismos registrados, o traçado de lineamentos de relevo, e as indicações de basculamento dos blocos. Para cada ponto de campo, há a representação dos eixos de paleotensão (as flechas azuis equivalendo ao eixo de compressão máxima (σ_1)) e um esquema representativo do arranjo das principais famílias de falhas verificadas no ponto, com a cinemática do movimento.

CAPÍTULO 7: Conclusão

Os resultados das análises morfométrica e estrutural da região de Londrina permitiram verificar a influência do controle tectônico nos processos morfogenéticos. A análise da rede de drenagem, elemento mais sensível às mudanças no regime deformacional, apresentou resultados indicativos de reajustes causados por esforços tectônicos. Em campo, o controle estrutural por falhas transcorrentes com marcadores cinemáticos permitiu reconhecer a dinâmica e a cinemática da deformação rúptil ocorrida desde o Cretáceo na região de Londrina.

O pulso deformacional mais antigo teria se processado desde o Neocretáceo até o Paleógeno, com a atuação de uma paleotensão compressiva de direção (σ_1) N30E. A ativação deste eixo compressivo teria sido a responsável pela reativação sinistral das falhas transcorrentes de direção N40-70E, correspondente a importante estruturação pré-cambriana da Bacia do Paraná, bem como pela ativação dextral de falhas transcorrentes N-S. Este pulso deformacional teria dado início à formação da zona de escarpamento principal, de direção N50-60E, que condiciona as rupturas de declive mais importantes no canal dos rios Três Bocas, Cafezal, Cambé, Limoeiro e Apertados. A escarpa teria evoluído a partir de então de maneira erosiva, com os processos de erosão remontante. As rupturas associadas às falhas N-S, que condicionam os knickpoints no canal do rio Jacutinga, também teriam origem associada ao pulso deformacional N30E.

Provavelmente no Plio-Plesitoceno teria atuado o segundo pulso deformacional, relacionado à ativação da paleotensão compressiva de direção (σ_1) N20W. Este paleotensor seria o responsável pela ativação dextral das falhas transcorrentes de direção NW-SE, correlacionáveis às falhas do Arco de Ponta Grossa, além da ativação sinistral das falhas WNW-ESE. Estas falhas condicionaram a dissecação da zona escarpada pré-existente, a partir do entalhamento de canais de direção NW, além de condicionar paralelismos e anomalias na rede de drenagem.

Desde o Holoceno estaria atuando uma tensão compressiva direção (σ_1) na direção N75E, associada à tensão atuante na plataforma brasileira em função da interação entre as placas Sul-Americana e de Nazca. A ativação desse eixo compressivo estaria associada à movimentação das falhas transcorrentes de direção próxima E-W, de modo sinistral. Estas falhas condicionam a maioria das bordas das bacias hidrográficas analisadas, e um marcado paralelismo na drenagem nesta direção.

O relevo da área denota uma geometria de blocos em degrau, com três blocos delimitados por lineamentos de direção WNW-ESE (e ENE-WSW). Estes lineamentos correspondem a falhas transcorrentes que, associadas às componentes de movimento normal, possibilitam um arranjo transtensivo, responsável pela rotação dos blocos e o basculamento do bloco central, para sul, discordando do caimento do relevo regional.

Movimentações ao longo das falhas transcorrentes (e transcorrentes-normais), associadas a direções de paleotensão compressivas atuantes desde o Cretáceo, possibilitaram, portanto, um rearranjo geral da rede de drenagem e condicionaram o basculamento dos blocos do relevo. A sismicidade registrada pode estar, desta forma, associada a movimentos ativos nestas falhas, desde o Holoceno até o Quaternário. A localização dos epicentros dos sismos registrados coincide, de modo geral, com as regiões de intersecção dos lineamentos N50-60E, que condicionam as rupturas de declive da zona escarpada, e os lineamentos de direção N40-55W, correlacionáveis à falha São Jerônimo-Curiúva e ao Arco de Ponta Grossa.

CAPÍTULO 8: Referências

- AHMAD, S., ALAM, A., AHMAD, B., AFZAL, A., BHAT, M. I. 2018. Tectono-geomorphic indices of the Erin basin, NE Kashmir Valley, India. *Journal of Asian Earth Sciences*: v. 151, p. 16-30.
- ALLEN, C.R. 1965. Transcurrent faults in continental areas. Div. of the Geol. Sciences. California Institute of Technology, Pasadena, California.
- ANGELIER, J. 1994. Fault slip analysis and paleostress reconstruction. In: P.L. Hancock (Ed.), *Continental deformation*. Pergamon Press, Oxford, p. 53-100.
- ANGELIER, J., MECHLER, P. 1977. Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en sismologie: la méthode des dièdres droits. *Bulletin de la Société Géologique de France*, XIX (6):1309-1318.
- ASSUMPÇÃO, M., FERREIRA, J., BARROS, K. V., BEZERRA, H. 2004. Intraplate seismicity in Brazil. In book: *Intraplate seismicity*, Edition: First, Chapter: 3. Intraplate seismicity in Brazil. Cambridge University Press
- ASSUMPÇÃO, M., DIAS, F.B., ZEVALLOS, I., NALIBOFF, J.B. 2016. Intraplate stress field in South America from earthquake focal mechanisms. *Journal of South American Earth Sciences*: v. 71, p. 278-295.
- BARCELOS, J.H. 1984. Reconstrução paleogeográfica da sedimentação do Grupo Bauru baseada na sua redefinição estratigráfica parcial em território paulista e no estudo preliminar for a do estado de São Paulo. Rio Claro: IGCE-UNESP, Tese Livre-Doc. 190 p.
- BARTORELLI, A. 2004. Origem das grandes cachoeiras do planalto basáltico da Bacia do Paraná: evolução quaternária e geomorfologia. In: MANTESSO-NETO, V. (et al.): *Geologia do continente sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo: Editora Beca, p. 95-111.
- BELLIENI, G. et al. 1986. Petrogenetic aspects of acid and basaltic lavas from the Paraná plateau (Brazil): geological, mineralogical and petrochemical relationships. *Journal of Petrology*, v. 27, p. 915-944.
- BISHOP, P. Drainage rearrangement by river capture, beheading and diversion. *Progress in Physical Geography*, 19(4): 449-473, 1995.
- BULL, W.B. 2007. *Tectonically active landscapes*. Wiley-Blackwell. Chichester, West Sussex, UK.
- BULL, W. B.; McFADDEN, L. D. Tectonic geomorphology north and south of the Garlock fault, California. In: *GEOMORPHOLOGY SYMPOSIUM – Geomorphology in Arid Regions*,

- 8., 1977, Binghamton, USA. Proceedings... Binghamton: Doebling, D.O. (Ed.), 1977. p. 115–138.
- BURBANK, D.W., ANDERSON, R.A. 2011. Tectonic Geomorphology, Blackwell Science, Malden, MA, USA.
- CHAVEZ-KUS, L., SALAMUNI, E. 2008. Evidência de tensão N-S intraplaca no Neógeno. Complexo Atuba - região de Curitiba (PR). Revista Brasileira de Geociências, São Paulo, v.38, n.4, p.439-454.
- COX, R.T. 1994. Analysis of drainage-basin symmetry as a rapid technique to identify areas of possible Quaternary tilt block tectonics: as example from the Mississippi Embayment. Geological Society of America Bulletin, v.106, n.5, p.571-581.
- DELVAUX, D., SPERNER, B. Stress tensor inversion from fault kinematic indicators and focal mechanism data: the TENSOR program. In: New insights into structural interpretation and modelling. D. Nieuwland Ed. Geological Society, London, Special Publications, 2003.
- DOBLAS, M. 1998. Slickenside kinematic indicators. Tectonophysics. v.295, n.1-2, p.187-197.
- EL HAMDOUNI, R., IRIGARAY, C., FERNÁNDEZ, T., CHACÓN, J., KELLER, E. A. 2008. Assessment of relative active tectonics, southwest border of Sierra Nevada (southern Spain). Geomorphology: v: 96, p. 150-173.
- ESRI. 2011. ArcGIS Desktop: Release 10. Redlands, CA: Environmental Systems Research Institute.
- FERREIRA, F.J.F. 1982a. Integração de dados aeromagnéticos e geológicos: configuração e evolução tectônica do Arco de Ponta Grossa. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Dissertação de Mestrado, 170p.
- FRANK, H.T., GOMES, M.E.B., FORMOSO, M.L.L. 2009. Review of the areal extent and the volume of the Serra Geral Formation, Paraná Basin, South America. Pesquisas em Geociências: v. 36 (10), p. 49-57.
- FOSSEN, H. 2012. Geologia Estrutural. Oficina de Textos, Tradução: Andrade, F. R. D., São Paulo, 584 p.
- GERASIMOV, I.P., MESCHERIKOV, J.A. 1968. Morphostructure. In: The encyclopedia of geomorphology. Ed. R.W. Fairbridge, New York: Reinhold Book Co., p.731-733.
- GERBOVA, C., TICHOMIROV, I. 1982. Russian school contribution to the birth and development of neotectonics. Geologische Rundschau, Stuttgart, v.71, p.513-518.
- GOMES, A.S., LICHT, O.A.B., VASCONCELLOS, E.M.G., SOARES, J.S. 2017. Chemostratigraphy and evolution of the Paraná Igneous Province volcanism in the central

portion of the state of Paraná, Southern Brazil. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*.

HACK J.T. 1973. Stream-profile analysis and stream -gradient index. *U.S. Geol. Survey Jour. Research*: v: 1, p: 421-429.

HARE P.W., GARDNER T.W. 1985. Geomorphic indicators of vertical neotectonism along converging plate margins. Nicoya Peninsula, Costa Rica. *In*: MORISAWA, M., HACK, J.T. (Eds.) *Tectonic Geomorphology: Proceedings 15th. Annual Binghamton Geomorphology Symposia*, 1984, p.76-104.

HARBOR, D., BACASTOW, A., HEATH, A., ROGERS, J. 2005. Capturing variable knickpoint retreat in the Central Appalachians, USA. *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*, v.28, p.23-36.

HASUI, Y. 1990. Neotectônica e aspectos fundamentais da tectônica ressurgente no Brasil. *In*: Workshop sobre neotectônica e sedimentação cenozoica continental no sudeste brasileiro, 1, 1990. *Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia*, n.11, p.1-31.

HAVIV, I., ENZEL, Y., WHIPPLE, K. X., MATMON, E., STONE, J., FIFIELD, K. KL. 2010. Evolution of vertical knickpoints (waterfalls) with resistant caprock: insights from numerical modeling. *Journal of geophysical research – Earth Surface*: V: 115, F03028.

HOLBROOK, J, e SCHUMM, S.A. 1999. Geomorphic and sedimentary response of rivers to tectonic deformation: a brief review and critique of a tool for recognizing subtle epeirogenic deformation in modern and ancient settings. *Tectonophysics*. V. 305, p. 287.306.

HOWARD, A.D. 1967 Drainage analysis in geologic interpretation: a summation. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v.51, p.2246-2259.

JACQUES, P. D., SALVADOR, E. D., MACHADO, R., GROHMANN, C. H., NUMMER, A.R. 2014. Application of morphometry in neotectonic studies at the eastern edge of the Paraná Basin, Santa Catarina State, Brazil. *Geomorphology*, v: 213, p: 13-23.

JAIN, V. E. 1980. *Geotectônica general*. Moscow: Mir, v. 1, 356 p.

KELLER E., PINTER N. 1996. *Active tectonics: earthquake, uplift and landscape*. Prentice Hall, New Jersey, 338p.

KELLER, E.A., PINTER, N. 2002. *Active Tectonics: Earthquakes, Uplift, and Landscape*. Prentice Hall, Upper Saddle River, 432p.

KIRBY, E., WHIPPLE, K. X. 2012. Expression of active tectonics in erosional landscapes. *Journal of Structural Geology*, v: 44, p: 54-75.

- LICHT, O.A.B. 2016. A Revised Chemo-chrono-stratigraphy 4-D model for the extrusive rocks of Paraná Igneous Province. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*.
- MCKEOWN, F. A., JONES-CECIL, M., ASKEW, B L., MCGRATH, M. B. 1988. Analysis of stream-profile data and inferred tectonic activity, eastern Ozark Mountains region. *U. S. Geological Survey Bulletin*, 1807, 46p.
- MILANI, E.J., MELO, J.H.G, SOUZA, P.A, FERNANDES, L.A., FRANÇA, A.B. 2007. Bacia do Paraná. *Boletim de Geociências da Petrobras*, Rio de Janeiro, v.15, n.2, p.265-287.
- MOODY, J.D., HILL, M.J. 1956. Wrench-fault tectonics. *Bulletin of the Geological Society of America*, v.67, p. 1207-1246.
- MÖRNER, N.A. 1978. The INQUA Neotectonics Commission, *Geologiska Föreningen i Stockholm Förhandlingar*, v.100, n.3, p.286-286.
- NALIBOFF, J.B., CONRAD, C.P., LITHGOW-BERTELONNI, C., 2009. Modification of the lithospheric stress field by lateral variations in plate-mantle coupling. *Geophysical Research Letters*, v: 36, L22307.
- NASCIMENTO, E.R.; SALAMUNI, E.; QUEIROZ, G.L.; HAUCK, P.A.; FIORI, A.P. 2013. Evidências de determinação morfotectônica e neotectônica no relevo da Serra do Mar no estado do Paraná. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, v. 14, p. 287-299.
- NIKOLAEV, N.I. 1974. Tectonic conditions favorable for causing earthquakes occurring in connection with reservoir filling. *Engineering Geology*. Amsterdam, n.8, p.171-189.
- O'LEARY, D. W., FRIEDMAN, J. D., POHN, H. A. 1976. Lineament, linear, lineation: some proposed new standards for old terms. *Geological Society of America Bulletin*: v: 87, p: 1463-1469.
- OUCHI, S. 1985. Response of alluvial rivers to slow active tectonic movement. *Geological Society of American Bulletin*, v. 96, p. 504-15.
- PARANÁ. 2006. Serviço Geológico do Estado do Paraná (atual ITCG). Mapa Geomorfológico do Paraná, Folha Londrina. MINEROPAR, Curitiba.
- PETIT, J.P. 1987. Criteria for the sense of movement on fault surfaces in brittle rocks. *Journal of Structural Geology*, v.9, n.5-6, p.597-608.
- PEYERL, W. R. L., SALAMUNI, E., SANCHES, E., NASCIMENTO, E. R., SANTOS, J. M., GIMENEZ, V. B., SILVA, C. L., FARIAS, T. F. 2018. Reactivation of Taxaquara Fault and its morphotectonic influence on the evolution of Jordão River catchment, Paraná, Brasil. *Bras. Jour. of Geology*, v: 48, n. 3.
- RICCOMINI, C. 1989. O Rift Continental do Sudeste do Brasil. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Tese (Doutorado), 256 p.

- RICCOMINI, C. 1995. Padrão de fraturamento do maciço alcalino de Cananéia, estado de São Paulo: Relações com a tectônica Mesozoica-Cenozoica do sudeste do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 25 (2), p. 79-84.
- ROSS, J.L.S. 1990. *Geomorfologia: Ambiente e planejamento*. 1ª edição, São Paulo, Contexto, 80 p.
- SAADI, A. 1993. Neotectônica da Plataforma Brasileira: esboço e interpretação preliminares. *Revista Geonomos*, v.1, n.1, p.1-15.
- SALAMUNI E. 1998. Tectônica da Bacia Sedimentar de Curitiba (PR). Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista-Rio Claro. Tese de Doutorado.
- SALAMUNI, E., EBERT, H.D., HASUI, Y. 2004. Morfotectônica da Bacia Sedimentar de Curitiba. *Revista Brasileira de Geociências*, v.34, n.4, p.469-478.
- SALVADOR, E.D. e RICCOMINI, C. 1995. Neotectônica da região do alto estrutural de Queluz (SP-RJ, Brasil). *R. Bras. Geoc.* 25(3):151-164.
- SANTOS, J. M., SALAMUNI, E., SILVA, C. L., SANCHES, E., GIMENEZ, V. B., E. R., SANTOS. 2018.
- SCHUMM, S. 1956. Evolution of drainage systems and slopes in badlands at Perth Amboy, New Jersey. *Bulletin of the Geological Society of America*, vol. 67, issue 5, p. 597-646
- SCHUMM, S. A., DUMONT, J. F., HOLBROOK, J. M. 2000. *Active Tectonics and Alluvial Rivers*. Cambridge University Press. Cambridge, United Kingdom. 293 p.
- SEEBER, L. GORNITZ, V. 1983. River profiles along the himalayan arc as indicators of active tectonics. *Tectonophysics*, v: 92, p: 335-367.
- SIBSON, R.H. 1977. Fault rocks and fault mechanisms. *Journal of Geological Society of London*, v. 133. P 191-213.
- SNYDER N., WHIPPLE K., TUCKER G., MERRITTS D. 2000. Landscape response for tectonic forcing: digital elevation model analyses of stream profiles in the Mendocino triple junction region, northern California. *Geological Society of American Bulletin*, v: 112, p. 1250-63.
- SOARES A.P., SOARES P.C., BETTÚ D.F., HOLZ, M. Compartimentação estrutural da Bacia do Paraná: a questão dos lineamentos e sua influência na distribuição do Sistema Aquífero Guarani. *Geociências UNESP, São Paulo*, 26 (4) p297-311. 2007.
- SOARES P.C., BARCELLOS P.E., CSORDAS S.M., MATTOS J.T., BALIEIRO M.G., MENESES P.R. 1982. Lineamentos em imagens de Landsat e Radar e suas implicações no

- conhecimento tectônico da Bacia do Paraná. In: Simp Sens Remoto, 2, Atas, Brasília, p.143-156.
- SOARES, P.C. 1991. Tectônica sinsedimentar cíclica na Bacia do Paraná – controles. Departamento de Geologia, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, Tese (Professor Titular), 131p.
- SOARES, P.C.; FIORI, A.P. Lógica e sistemática na análise e interpretação de fotografias aéreas em geologia. *Notícia Geomorfológica*, v. 16, n. 32, p. 71-104, 1976.
- STEVAUX, J. C., LATRUBESSE, E. M. 2017. *Geomorfologia Fluvial*. São Paulo: Oficina de Textos.
- STRAHLER, A.N. 1952a. Dynamic basis of geomorphology. *Bulletin of the Geological Society of America*, v.63, p.923-938
- STRAHLER, A.N., 1964. Quantitative geomorphology of drainage basins and channel networks. In: Chow, V. T. (ed.), *Handbook of Applied Hidrology*. Mc-Graw-Hill, New York, p. 439-476.
- STRUGALE, M. 2002. Arcabouço e evolução estrutural do Arco de Ponta Grossa no Grupo São Bento (Mesozóico): Implicações na hidrodinâmica do Sistema Aquífero Guarani e na migração de hidrocarbonetos na Bacia do Paraná. Dissertação (Mestrado em Geologia Exploratória). Departamento de Geologia, Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná.
- STRUGALE, M., ROSTIROLLA, S.P., MANCINI, F., PORTELA FILHO, C.V., FERREIRA, F.J.F., FREITAS R.C. 2007. Structural framework and Mesozoic-Cenozoic evolution of Ponta Grossa Arch, Paraná Basin, southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 24: 203-227.
- SUMMERFIELD, M. A. 1991b. *Global geomorphology: an introduction to the study of landforms*. New York: Logman Scientific & Technical, 537p.
- THE MATHWORKS INC., 2018. MATLAB version 18.3.0. Natick, Massachusetts.
- THIEDE, D.S.; VASCONCELOS, P.M. 2010. Paraná flood basalts: Rapid extrusion hypothesis confirmed by new $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ results. *Geology*, v. 38 (8), p. 747-750.
- WEGMAN, E. 1957. Tectonique Vivante, denudation et phénomènes connexes. *Rev. Géog. Physique et Géol. Dynamique*, pt. 2, v. 1, p. 3-15.
- ZALÁN, P.V.; WOLFF, S.; CONCEIÇÃO, J.C.J.; MARQUES, A.; ASTOLFI, M.A.M.; VIEIRA, I.S.; APPI, V.T.; ZANOTTO, O.A. 1990. Bacia do Paraná. In: RAJA GABAGLIA, G.P., MILANI, E.J. (Coords.). *Origem e evolução de bacias sedimentares*. PETROBRAS. p.135-168.